

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 23 № 3 2023 Май–Июнь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 23 No. 3 2023 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2023. Том 23, № 3

Научный журнал
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизен, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2023. Volume 23, No. 3

Scientific journal
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 23, № 3, 2023

Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралия и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы <i>Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, М. П. Антипов, В. А. Быкадоров, И. С. Патица, Р. Б. Сапожников</i>	309
Новые данные о каменноугольных отложениях южной части Восточно-Тиманского мегавала <i>Е. С. Пономаренко, Р. М. Иванова, П. А. Безносос</i>	325
Остракодовая зональность живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе <i>Д. Б. Соболев, М. А. Соболева, И. О. Евдокимова</i>	348
Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст <i>Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов, В. Н. Смирнов, А. В. Захаров, А. Е. Чугаев</i>	367
Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия) <i>Н. В. Дмитриева, И. Ю. Сафонова, В. А. Симонов, А. В. Котляров, Н. С. Карманов, И. Р. Низаметдинов</i>	386
Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала <i>А. В. Масленникова, Д. А. Артемьев, Э. П. Зазовская, В. В. Дерягин, В. О. Гулаков, Н. В. Удачин, П. Г. Аминов, В. Н. Удачин</i>	410
Минералогия и <i>P-T</i> условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал) <i>С. Е. Знаменский</i>	430
Высокоглиноземистые породы Панимбинской и Маяконской площадей Енисейского кряжа: вещественный состав и перспективы получения андалузитовых и кианитовых концентратов <i>А. В. Некипелова, Э. В. Сокол, С. Н. Кох, И. И. Лиханов, П. В. Хворов</i>	447

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2023 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 23, No. 3, 2023

Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement <i>T. N. Kheraskova, Yu. A. Volozh, M. P. Antipov, V. A. Bykadorov, I. S. Patina, R. B. Saposhnikov</i>	309
New Data on Carboniferous Deposits in the Southern Part of the East-Timan Megaswell <i>E. S. Ponomarenko, R. M. Ivanova, P. A. Beznosov</i>	325
Ostracod zonation of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-North Urals Region <i>D. B. Sobolev, M. A. Soboleva, I. O. Evdokimova</i>	348
Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age <i>Yu. V. Erokhin, K. S. Ivanov, V. N. Smirnov, A. V. Zakharov, A. E. Chugaev</i>	367
Formation conditions of andesites of Sulawesi Island (Indonesia) <i>N. V. Dmitrieva, I. Yu. Safonova, V. A. Simonov, A. V. Kotlyarov, N. S. Karmanov, I. R. Nizametdinov</i>	386
Geochemical record of Lake Sabakty: Electrical conductivity and reconstruction of the Lateglacial and Holocene environments in the Southern Urals (Russia) steppe <i>A. V. Maslennikova, D. A. Artemiev, E. P. Zazovskaia, V. V. Deryagin, V. O. Gulakov, N. V. Udachin, P. G. Aminov, V. N. Udachin</i>	410
Mineralogy and <i>P-T</i> conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals) <i>S. E. Znamensky</i>	430
High-alumina rocks from the Panimba and Mayakon areas (Yenisei Ridge): Composition and industrial perspectives <i>A. V. Nekipelova, E. V. Sokol, S. N. Kokh, I. I. Likhanov, P. V. Khvorov</i>	447

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралья и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы

Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, М. П. Антипов, В. А. Быкадоров, И. С. Патина, Р. Б. Сапожников

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжёвский переулок, 7, стр. 1, e-mail: Kheraskova@ginras.ru

Поступила в редакцию 15.04.2022 г., принята к печати 29.03.2023 г.

Объект исследования. Строение допалеозойских отложений и разновозрастного докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по геологическим и геофизическим данным. **Метод исследования.** Геологическая интерпретация данных сейсмопрофилирования (трансекты “ЕВ-1”, “Татсейс”, “Магнит”) для изучения современного состояния консолидированной коры, показанных в геофизических полях и отражающих горизонтах. Площадное распространение комплексов пород фундамента по данным бурения. Ставилась задача проследить историю развития территории, геодинамику процессов в целях реконструкции палеоструктуры континента Балтика. **Результаты.** Континент Балтика слагает фундамент современной Восточно-Европейской платформы. После свеконорвежской складчатости около 1000 млн лет назад Балтика вошла в состав суперконтинента Родиния и соединилась с Североамериканской платформой. На восточном крае Балтики возникла пассивная континентальная окраина с рифейско-вендским осадочным чехлом суперконтинента Родиния. Реконструирован Петрозаводско-Хоперский ороген, возникший на месте Карельского (раннепротерозойского) Петрозаводско-Хоперского палеоокеана. Сутура субмеридионального простирания фиксирует закрытие этого палеоокеана. Структура орогена, как и палеоконтинента Балтика, позднее была нарушена и частично разрушена последующими тектоническими процессами. Этот процесс продолжается и в настоящее время современными рифтогенными процессами. **Выводы.** Закрытие Петрозаводско-Хоперского палеоокеана привело к возникновению континента Балтика, в состав которого вошли три микроконтинента: Сарматия, Фенноскандия и Волгоуралья. Во время свеконорвежской орогении Балтика вошла в состав суперконтинента Родиния. Волгоуралья располагалась по границе с Палеопацификом (протоокеаном Земли). Она имела позднерифейский осадочный чехол суперконтинента Родиния. Эта окраина подверглась деструкции при коллизии с тиманидами. Масштаб и протяженность реконструированного Петрозаводско-Хоперского орогена сопоставимы с орогенными поясами позднего протерозоя–палеозоя, такими как кадомиды (ранний венд), каледониды, варисциды и тиманиды (поздний венд–начало кембрия).

Ключевые слова: фундамент Восточно-Европейской платформы, континент Балтика, суперконтинент Родиния, раннепротерозойский ороген, раннепротерозойский океан, разрушение палеоструктур, рифтогенез

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы ГИН РАН

Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement

Tatiana N. Kheraskova, Yurii A. Volozh, Mikhail P. Antipov, Vitaliy A. Bykadorov, Irina S. Patina, Roman B. Saposhnikov

Geological Institute RAS, 7 Pyzhevsky lane, building 1, Moscow 119017, Russia, e-mail: Kheraskova@ginras.ru

Received 15.04.2022, accepted 29.03.2023

Research subject. The structure of the pre-Paleozoic deposits and different-age Precambrian basement of the East European platform based on geological and geophysical data. **Aim.** To trace the evolution of the area under study and to study the geodynamics of processes in order to reconstruct the paleostructure of the Baltica continent. **Materials and**

Для цитирования: Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Сапожников Р.Б. (2023) Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралья и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, 23(3), 309–324. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>

For citation: Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Patina I.S., Saposhnikov R.B. (2023) Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement. *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 309–324. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>

methods. The current state of the consolidated crust was studied using a geological interpretation of seismic profiling data (transects: “EB-1”, “Tatseys”, “Magnit”) and materials of gravity and geomagnetic surveys. The material composition of the basement rock complexes was studied based on drilling data. *Results.* The Baltica continent forms the basement of the modern East European Platform. After the Sveconorwegian folding about 1000 Ma, Baltica had become part of the Rodinia supercontinent and merged with the North American platform. A passive continental margin with the Riphean-Vendian sedimentary cover was formed on the eastern Baltica edge. The Petrozavodsk-Khopersky orogen, which arose in the place of the Karelian (Early Proterozoic) Petrozavodsk-Khopersky paleocean, was reconstructed. The submeridional suture was a result of this paleocean closure. The orogen structure, as well as that of the paleocontinent Baltica, was disturbed and partially destroyed by subsequent tectonic processes, which continue at the present time with modern rifting. *Conclusions.* The closure of the Petrozavodsko-Khopersky paleocean led to the formation of the Baltica continent, which included three microcontinents – Sarmatia, Fennoscandia and Volga-Uralia. Baltica became part of the Rodinia supercontinent during the Sveconorwegian orogeny. Volga-Uralia was located on the border with the PaleoPacific and had a Late Riphean sedimentary cover of the Rodinia supercontinent. This margin underwent destruction during a collision with the Timanides. The scale and extent of the reconstructed Petrozavodsk-Khopersky orogen is comparable to Paleozoic orogenic belts, such as Cadomides, Caledonides, Variscides, or Timanides.

Keywords: *East European Platform Basement, Baltica continent, Rodinia supercontinent, Early Proterozoic orogen, Early Proterozoic ocean, paleostructure destruction, rifting*

Funding information

The work was carried out with the financial support of the state budget theme of the GIN RAS

ВВЕДЕНИЕ

Эта статья посвящена результатам комплексного анализа и обобщения данных о тектоническом строении допалеозойских отложений, а также разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий по геологическим и геофизическим данным. Мы посвящаем это исследование памяти сотрудников ГИНа Светлане Вениаминовне Богдановой и Михаилу Вениаминовичу Минцу – авторам более ранних моделей континента Балтика, создавших надежную основу для наших новых построений.

Главная задача исследования – показать преобразования и даже частичное разрушение палеоструктур под воздействием более поздних геологических событий на примере реконструкции раннепротерозойского Петрозаводско-Хоперского аккреционного пояса, сформированного около 1800 млн лет назад при формировании континента Балтика в результате коллизии трех микроконтинентов – Сарматии, Волгоуралии и Фенноскандии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При изучении консолидированной коры в последнее время использовалось два подхода: первый применялся при геологической интерпрета-

ции данных сейсмопрофилирования (трансекты “EB-1”, “Татсейс”, “Магнит”) и для изучения современного состояния консолидированной коры в геофизических полях и отражающих горизонтах. Это позволило уточнить районирование территории, проследить изменения глубины залегания поверхности Моха и строение коры при переходе от структур архейского возраста к палеопротерозойским и кадомским, а также показать тектоническую расслоенность литосферы и выделить в разрезе слои нижней, средней и верхней коры. Выделенные при этом купольные структуры характеризуют форму поверхностей отдельных слоев литосферы. Эти исследования нашли отражение в крупном монографическом обобщении (Минц и др., 2010). М.В. Минц не занимался составом и возрастом верхнего слоя континентальной коры. Он дал очень верные геофизические характеристики для верхнего, среднего и нижнего слоев континентальной коры, а также поверхности Моха.

Второй подход развивался параллельно. Здесь основное внимание уделялось геологическому изучению верхней коры (раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы) – площадному распространению комплексов метатерригенных, метавулканогенных и интрузивных пород, степени и возрасту их метаморфизма. При этом ставилась задача проследить историю разви-

тия территории, геодинамику процессов в целях реконструкции палеоструктуры континента Балтика. С.В. Богданова, будучи сотрудницей ГИНа, первая выделила главные типы структур континента Балтика в 1986 г. Границы основных блоков проведены совершенно правильно. В последнее время на этом пути были также получены интересные результаты рядом исследователей и соавторов С.В. Богдановой (Богданова, 1986; Бибикина и др., 2009, 2016; Щипанский и др., 2007, 2012; Савко и др., 2019; Bogdanova et al., 2008, 2016).

По всей вероятности, оба этих подхода весьма полезны и дополняют друг друга. Задачей предлагаемой работы является попытка использовать результаты этих двух подходов, применяя методы историко-геологического и формационного анализа данных а, используя методы сейсмопрофилирования и сейсморазведки, расшифровать палеоструктуру консолидированной коры рассматриваемого региона и ее геодинамические особенности, а также решить некоторые давно назревшие проблемы геодинамики древних континентов.

Основу геологической интерпретации данных, полученных геофизическими методами, составили данные сейсморазведки МОВ-ОГТ, МОВ-ОСТ (сейсмический глубинный динамический и сейсмознергетический разрезы и характеристика скорости распространения продольных волн по опорным трансектам “1-ЕВ”, “Татсейс”, в меньшей степени “Гранит” (Геологический атлас..., 2002; Трофимов, 2006)).

ЦЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наше сообщение отличается от предыдущих исследований тем, что является результатом комплексного анализа и обобщения данных о тектоническом строении допалеозойских отложений и разновозрастного фундамента не только Фенноскандии, Волгоуралья и Сарматии, но и южной части Восточно-Европейской платформы и сопредельной территории – варисийской Западно-Европейской платформы по геологическим и геофизическим данным. Это было необходимо, так как блоки фундамента Восточно-Европейской платформы в современной структуре сохранились не полностью. Ее восточный край граничит с Уральской складчатой областью герцинского возраста. Эта территория начиная с рифея по крайней мере трижды подвергалась существенной деструкции: во время распада Родинии и отделения Балтики от Северной Америки, во время тиманской орогении, когда часть ее территории была субдуцирована и при рифтогенезе во время заложения варисийского Уральского палеоокеана (Херасков, 1967; Пучков, 2003; Руженцев, Самыгин, 2004; Хераскова и др., 2010).

Методом исследования являлся геологический анализ геофизических данных, изучение связи меж-

ду данными поверхностного геокартирования и тематических исследований последних лет с глубинным строением исследуемой территории. Кроме того, крайне важным было учесть то, что сейсмические разрезы фиксируют только современное строение коры и современные особенности тектонической структуры исследуемых объектов (последние этапы их тектонической эволюции) и в меньшей степени несут информацию о более древних этапах развития территории. Поэтому для правильной интерпретации геофизических данных проанализирован возраст разрывных нарушений. Проведенный анализ позволил разделить разломы по возрасту на две группы: протерозойские докадомские и неопротерозойско-кайнозойские.

Новые данные в последние годы получены по Прикаспийскому бассейну. Удалось доказать его остаточную природу от океана, некогда окружавшего суперконтинент Родиния (Хераскова и др., 2020). Совокупность полученных результатов должна способствовать пониманию процессов метаморфизма и консолидации континентальной коры. Это исследование является продолжением серии палеореконструкций древних структур, проведенных нами ранее (Моссаковский и др., 1993; Хераскова и др., 2010; Хераскова и др., 2015; Самыгин, Хераскова, 2019).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение Хоперского орогена в зоне сочленения микроконтинентов Сарматия и Волгоуралья

Тип Лосевской островной дуги не очень ясен. Возможно, это была дуга андийского типа, возникшая на краю Сарматского континента. Однако этому противоречит интенсивный метаморфизм пород ее западного фланга (донская серия). Не исключено, что эта область интенсивно метаморфизованных пород фиксирует зону коллизии Сарматского континента и Лосевской островной дуги. Метавулканы островодужного комплекса относятся к известково-щелочной серии. Метатолеиты тяготеют к средним и нижним частям островодужного комплекса. Они, как правило, представлены метаморфизованными эффузивами, реже пирокластами базальтового и андезибазальтового состава. Очень характерны для описываемых метабазальтоидов реликтовые миндалекаменные текстуры пород нормальной щелочности. Среди них отчетливо выделяются толеитовая и известково-щелочная. Метатолеиты тяготеют к средним и нижним частям островодужного комплекса. Они, как правило, представлены метаморфизованными эффузивами, реже пирокластами базальтового и андезибазальтового составов. Очень характерны для описываемых метабазальтоидов реликтовые мин-

далекаменные текстуры (Шатский, 1964; Милуков и др., 2018; Рогожин и др., 2014). Метавулканы толеитовой и известково-щелочной серий находятся в нормальном переслаивании) (Терентьев, 2005), При этом породы воронежской свиты образуют неавтохтон, представленный молассами орогенной впадины. Не исключено также, что постепенное увеличение мощности аккреционного клина, субдуцирующего под Лосевскую островную дугу, привело к поднятию и частичному надвиганию дуги на Сарматский континент. При этом сформировался преддуговой краевой прогиб, заполненный молассами воронежской свиты. В пользу такой точки зрения свидетельствуют протрузии офиолитов в воронежской свите. Скорее всего, эти протрузии представляют собой сохранившиеся фрагменты коры океанического бассейна, некогда отделявшего Лосевскую островную дугу от Волгоуральского континента. Возможно также, что здесь сказалось влияние свеко норвежской складчатости (1660–1552 млн лет при формировании суперконтинента Родиния).

Состав и возраст пород фундамента и осадочно-го чехла Волгоуралии изучены достаточно детально нашими предшественниками (Bogdanova et al., 2010, 2016). В последнее время получено довольно много данных о возрасте на основании изучения обломочных цирконов. Однако в настоящее время мы слабо представляем направление источников сноса в архейское и раннепротерозойское время, поэтому данными о возрасте обломочных цирконов пока очень трудно воспользоваться. На рис. 2, например, территория Волгоуралии показана без детального расчленения.

Территория Сарматии и Фенноскандии подвергалась существенной переработке при заложении тиманских, каледонских, варисцидских и, особенно, альпийских структур. Так, при раскрытии Атлантического океана часть комплексов восточного края Аппалачей и Ньюфаундленда гондванского и свеко норвежского происхождения, некогда входившие в состав Родинии, были обдуцированы на северо-западную Британскую окраину варисцидской Западно-Европейской платформы, например, тектонический покров, залегающий на каледонидах Норвегии (рис. 1). Другим ярким примером являются крупные сдвиги, возникшие из-за надвигания альпийских фронтов складчатости на герциниды Европы. Наиболее изучен левосторонний сдвиг, известный как линия Торнквиста. В результате его воздействия каледонский ороген, возникший на месте палеоокеана Япетус, был отодвинут к северу по отношению к офиолитовой Саксонско-Тюрингской зоне, представляющей собой фрагмент Рейнского (Рейникум) палеоокеана, который, по общему мнению, некогда являлся несколько более молодым (380–270 млн лет) фрагментом палеоокеана Япетус (Franke, 2006; Kroner, et al., 2007).

Необходимость решения этой проблемы обусловлена тем, что Балтика составляет фундамент современной Восточно-Европейской платформы. После свеко норвежской складчатости около 1000 млн лет назад Балтика вошла в состав суперконтинента Родиния и соединилась с Североамериканской платформой. При этом на восточном крае Балтики (в современных координатах) возникла пассивная континентальная окраина с рифейско-вендским осадочным чехлом суперконтинента Родиния (Буш, Казьмин, 2008; Хераскова и др., 2010, 2015).

В полосе геотраверса “Гранит” (Геологический атлас..., 2002) кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы залегает в среднем на глубинах от 0 до 1.5–2.0 км, а в районе Днепровско-Донецкого авлакогена глубина его достигает 10–15 км. Мощность и строение земной коры, по материалам глубинных сейсмических зондирований, также неодинаковы в разных частях. В среднем мощности изменяются от 35 до 55 км. Строение консолидированной коры, как правило, неоднородно-блоковое, большинство границ раздела в коре прослеживается не повсеместно. В целом, но не всегда большей мощностью консолидированной коры характеризуются антеклизы и щиты, уменьшенной – глубокие прогибы. Наиболее резкие изменения мощности земной коры отмечаются на Украинском щите, в то время как в пределах Русской плиты строение коры более выдержано.

На профиле хорошо видно, что Хоперский аккреционный ороген представляет собой зону коллизии Сарматского и Волго-Уральского архейских континентальных блоков (рис. 2, 3). Он состоит из серии тектонических пластин, частично субдуцированных под раннепротерозойскую Лосевскую островную дугу. Падение в западном направлении также хорошо видно. Такое строение типично для аккреционных призм островных дуг. В серии этих пластин степень метаморфизма пород уменьшается снизу вверх. Чем выше структурное положение тектонической пластины, тем ниже степень метаморфизма. В результате на территории Хоперского блока породы имеют палеотипный облик.

Терригенные породы воронцовской серии, слагающие большую часть Хоперского орогена, по формационным признакам представляют собой флиш континентального склона пассивной окраины Волго-Уральского микроконтинента (рис. 3). По всей вероятности, в восточной части развиты фации проксимальной части склона, залегающие на архейском фундаменте. Западнее, где в составе тектонических пластин и чешуй появляются метавулканы, вероятнее всего, развиты флишевые дистальные фации континентального подножия. При этом метавулканы терсинского (зеленый цвет в полоску) комплекса характеризуют породы дна океанического бассейна, некогда разделявшего Сарматский и Волго-Уральский секторы.

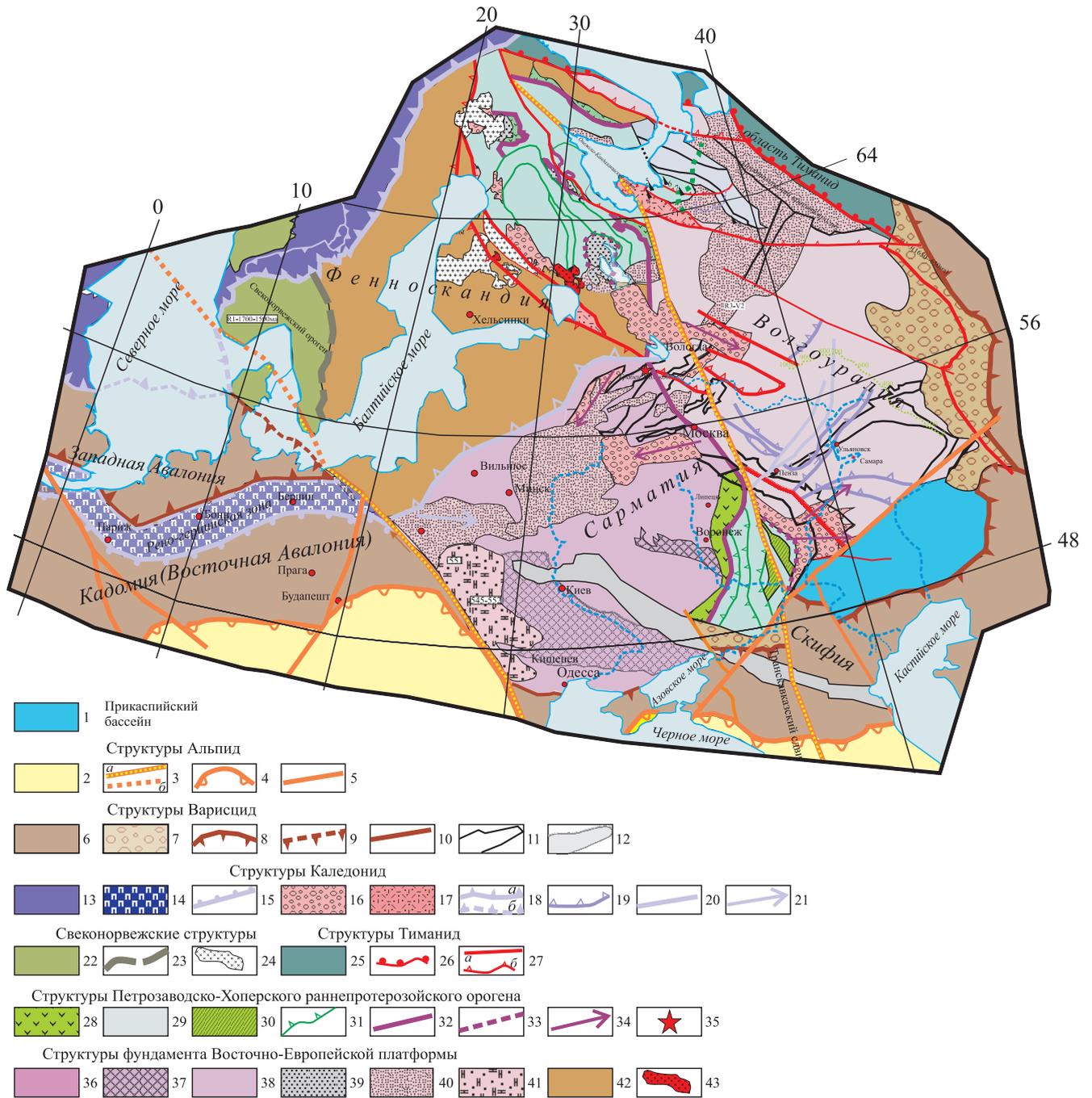


Рис. 1. Схематизированная тектоническая карта древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Западно-Европейской платформ. Составлена с использованием данных (Бибикова и др., 2010; Савко и др., 2011; Трофимов, 2006; Хераскова и др., 2020; Щипанский и др., 2007; Bogdanova et al., 2016; Gee, Stephenson, 2006).

1 – Прикаспийский остаточный океанический бассейн. 2–5 – структуры альпийского возраста: 2 – складчатые области; 3 – трансконтинентальные сдвиги и зоны; Транскавказский, Трансевропейский и линия Торнквиста (а), то же на территории моря (б); 4 – фронт складчатости; 5 – разломы. 6–12 – структуры варисцид: 6 – складчатые области; 7 – молассы; 8 – фронт складчатости; 9 – фронт складчатости на территории моря; 10 – разломы; 11 – авлакогены; 12 – Днепровско-Донецкий и Припятский рифты. 13–21 – структуры каледонид: 13 – складчатые области; 14 – Рейнская сутурная зона; 15 – границы Рейнской сутурной зоны; 16 – молассы нижнего-среднего рифея; 17 – вулканогенные молассы нижнего-среднего рифея; 18 – фронт складчатости (а), то же под поверхностью моря; 19 – надвиг Фенноскандии на Сарматии и Волгоуралию; 20, 21 – разломы; 21 – направление сноса обломочного материала. 22–24 – Свеконорвежские структуры: 22 – складчатая область; 23 – фронт складчатости; 24 – граниты рапакиви. 25–27 – структуры тиманид: 25 – складчатая область; 26 – фронт складчатости; 27 – разломы (а), надвиги (б). 28–35 – структуры раннепротерозойского возраста Петрозаводско-Хоперского орогена: 28 – тектонические пластины аккреционной

призмы; 29 – энсиалическая островная дуга; 30 – аккреционная призма; 31 – базальты; 32 – границы аккреционных пластин; 33 – палеосутура; 34 – направление сноса обломочного материала; 35 – точка пересечения Молоковского грабена и Рыбинского сдвига. 36–43 – архейские микроконтиненты: 36 – Сарматия; 37 – выходы фундамента платформы на поверхность; 38 – Сарматия; 39 – Волгоуралья, 39 – проточехол людековия; 40 – позднерифейско-вендский палеоплатформенный чехол терригенного состава; 41 – вендский чехол терригенно-карбонатного состава; 42 – Фенноскандия; 43 – гранитоиды.

Fig. 1. Schematic tectonic map of ancient East-European and epihercynian West-European platforms. Compiled using materials: (Бибикина, и др., 2010, Савко и др., 2011, Трофимов, 2006, Хераскова, и др., 2020, Щипанский и др., 2007, Bogdanova, et al., 2016, Gee, Stephenson, 2006).

1 – the Caspian residual oceanic basin; 2–5 – *Alpine structures*: 2 – folded areas; 3 – transcontinental shear and zones: Transcaucasian, Trans-European and Tornquist line (a), the same on the territory of the sea (6); 4 – folding front; 5 – faults; 6–12 – *Variscid structures*: 6 – folded areas; 7 – molasses; 8 – folding front; 9 – folding front on the territory of the sea; 10 – faults; 11 – aulacogenes; 12 – Dnieper-Donetsk and Pripyat rifts; 13–21 – *Caledonian structures*: 13 – folded areas; 14 – Rhenish suture zone; 15 – borders of the Rhenish suture zone; 16 – molasses of the Lower-Middle Riphean; 17 – volcanogenic molasses of the Lower-Middle Riphean; 18 – folding front (a), the same under the surface seas; 19 – Fennoscandia thrust into Sarmatia and Volga-Uralia; 20, 21 – faults: 21 – direction of demolition of detrital material; 22–24 – *Sveconorwegian structures*: 22 – folded area; 23 – folding front; 24 – rapakivi granites; 25–27 – *Timanid structures*: 25 – folded region; 26 – folding front; 27 – faults (a), thrusts (6). 28–35 – *structures of the Early Proterozoic age of the Petrozavodsk-Khopersky orogen*: 28 – tectonic plates of accretion prism; 29 – encialic island arc; 30 – accretion prism; 31 – basalts; 32 – boundaries of accretion plates; 33 – paleosutura; 34 – direction of demolition of detrital material; 35 – intersection point of Molokovsky graben and Rybinsk shift; 36–43 – *Archean microcontinents*: 36 – Sarmatia; 37 – vykhyo the foundation of the platform to the surface; 38 – Sarmatia; 39 – Volga Region, proto-shell of ludekovia; 40 – late-Riphean-Vendian paleoplatform cover of terrigenous composition; 41 – Vendian cover of terrigenous-carbonate composition; 42 – Fennoscandia; 43 – granitoids.

Таким образом, южная часть Хоперского орогена состоит из серии тектонических пластин, частично субдуцированных под раннепротерозойскую островную дугу. Породы этих тектонических пластин обладают палеотипным обликом. Севернее эта структура перекрыта мощным чехлом отложений Московской синеклизы, подвергшихся процессам рифтогенеза в рифее. Так на территории Среднерусского авлакогена в Молоковском грабене, находящемся в полосе трансекта “Гранит”, а также вскрытом бурением, наблюдаются проявления сдвиговых движений по разломам (Рыбинский разлом) и эксплозивного вулканизма (Хераскова и др., 2002; Хераскова, 2005). Таким образом, в Среднерусском авлакогене Хоперский ороген прослеживается только в виде сутуры, возможно, из-за воздействия Свеконорвежской орогении 1660–1552 млн лет при формировании суперконтинента Родиния. Кроме того, удалось протянуть структуры Хоперского орогена далее на север (см. рис. 3) и показать его единство с раннепротерозойским орогенным поясом Карелии и Ветреного пояса, который С.В. Богданова и многие другие исследователи включали в состав Фенноскандии из-за высокой степени метаморфизма пород в его составе (Bogdanova и др., 2010, 2016). При этом до крайности усложняется его структура (рис. 4).

Петрозаводская часть орогена представляет собой антиформу, ядерная часть которой образована метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях породами возрастом более 2.8 млрд лет. Крылья антиформы сильно сжаты и образованы породами возрастом менее 2.8 млрд лет. Антиформа состоит из тектонических пластин, в строении которых участвуют осадочные и

вулканогенные породы весьма разнообразного состава: океанического дна, представленные метабазальтоидами и ультрабазитами (гальксоидными сланцами и серпентинитами), метауглеродистыми породами – шунгитами. Они сочетаются с терригенными и вулканогенно-осадочными породами – графитсодержащими сланцами, кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами. Все они близки по возрасту. Такая ассоциация типична для многих океанических бассейнов атлантического типа, в том числе для Каспийского остаточного бассейна (Шатский, 1964б; Хераскова и др., 2020). На рис. 4 хорошо видно, как интенсивно смята палеосутура, как сложно деформированы породы океанической коры, представленные здесь амфиболитами и шунгитами. Разобраться в этой чрезвычайно сложной структуре удалось только с помощью детальной структурной карты, составленной С.Ю. Колодяжным, и данным Ф.П. Митрофанова по Ветряному поясу (Chashchubin, Mitrofanov, 2014), а также благодаря данным А.С. Балуева, Ю.А. Морозова, Е.А. Терехова по-современному рифтогенезу в Белом море. Кроме того, по данным (Государственная геологическая..., 2015) известно, что для этой зоны характерны узкие линейные структуры (лопий и сумий) меридионального простирания. Такие же нижнепротерозойские структуры присутствуют не только на Балтийском щите, но и на Восточно-Европейской платформе. Действительно, такая структура характерна и для рассмотренного выше Хоперского орогена. Только там структура более проста и менее сжата, а тектонические пластины аккреционной призмы имеют наклон в западных румбах, а в северной Петрозаводской части (см. рис. 4) стоят практически на головах.

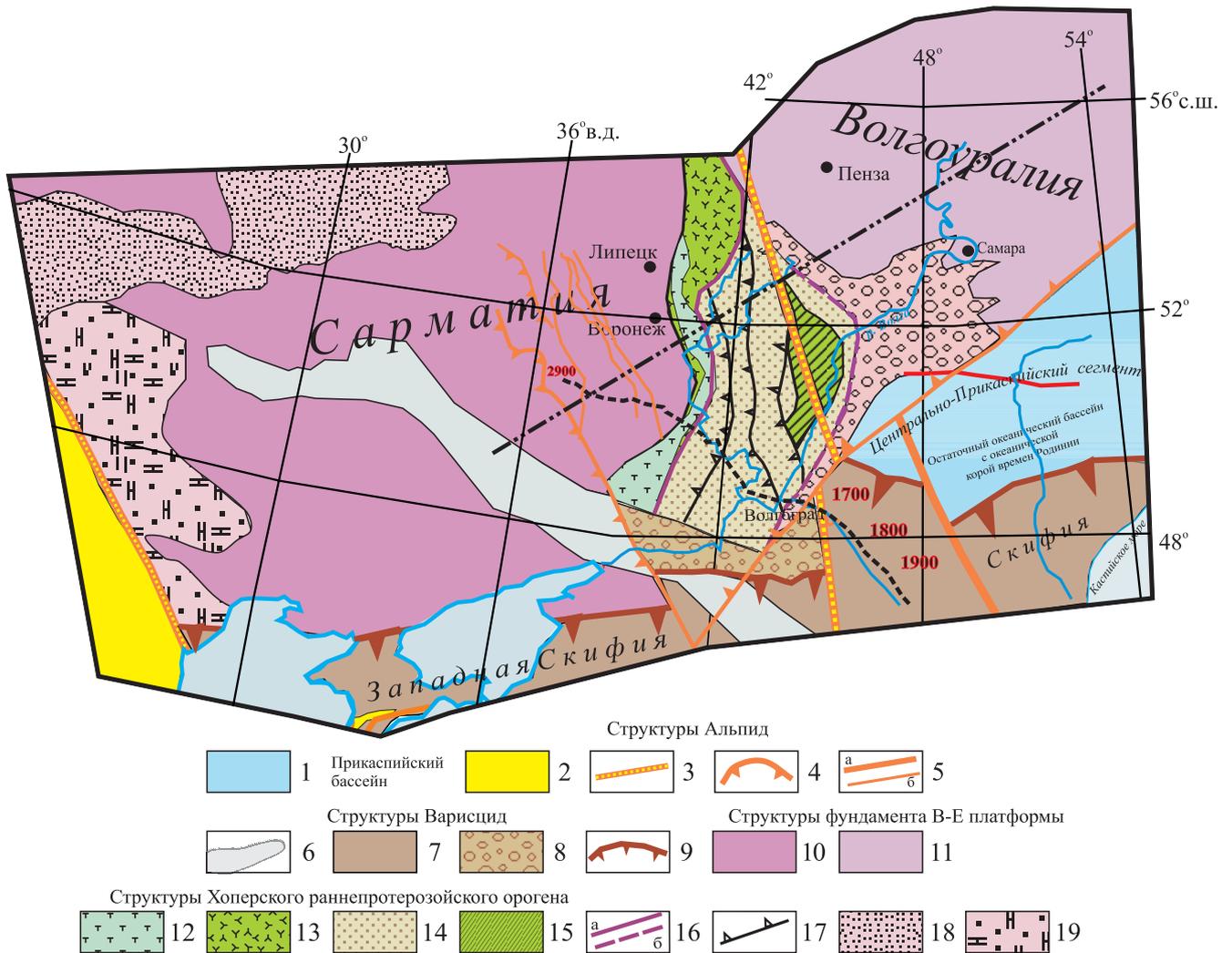


Рис. 2. Строение Хоперского орогена в зоне сочленения микроконтинентов Сарматия и Волгоуралия (с использованием материалов (Шатский, 1964; Милюков и др., 2018; Рогожин и др., 2014)).

1 – Прикаспийский остаточный океанический бассейн позднерифейского возраста. 2–5 – структуры Альпид: 2 – Альпиды; 3 – Транскавказский сдвиг; 4 – надвижки; 5 – прочие разломы крупные (а), мелкие (б). 6–9 – структуры Варисцид: 6 – Днепровско-Донецкий и Припятский авлакогены; 7 – фундамент Скифского микроконтинента; 8 – молассы; 9 – фронт складчатости. 10, 11 – фундамент Восточно-Европейской платформы: 10 – микроконтинент Сарматия; 11 – микроконтинент Волгоуралия. 12–16 – структуры Хоперского раннепротерозойского орогена: 12–13 – островная дуга кадомского возраста: 12 – преимущественно туфы; 13 – толеитовые базальты, андезитобазальты, иногда риолиты; 14 – метатерригенные породы; 15 – реликтовая зона субдукции (а), основание аккреционной призмы (б). 17 – отдельные тектонические пластины аккреционной призмы; 18 – терригенные молассы кадомид; 19 – карбонатно-терригенные молассы кадомид. Черными точками обозначено местоположение сейсмических разрезов: пунктиром – “ЕВ-1”, пунктиром с двумя точками – “Магнит”.

Fig. 2. The structure of the Khopersky orogen in the junction zone of the Sarmatia and Volga-Uralia microcontinents (compiled using materials: Шатский, 1964; Милюков и др., 2018; Рогожин и др., 2014)).

1 – Caspian residual oceanic basin of Late Riphean age. 2–5 – Alpine structures: 2 – Alpine structures; 3 – Transcaucasian shift; 4 – thrusts; 5 – other faults large (a), small (b); 6–9 – Variscian structures: 6 – Dnieper-Donetsk and Pripyat aulacogens; 7 – basement of the Scythian microcontinent; 8 – molasses; 9 – folding front; 10, 11 – basement of the East European Platform: 10 – the Sarmatia microcontinent; 11 – the Volga-Ural microcontinent; 12–16 – structures of the Khopersky Early Proterozoic orogen; 12–13 – island arc of Cadomian age: 12 – mainly tuffs; 13 – tholeiitic basalts, andesito-basalts, sometimes rhyolites; 14 – meta-terrigenous rocks; 15 – relict subduction zone (a), the base of the accretion prism (b); 17 – separate tectonic plates of the accretion prism; 18 – terrigenous molasses Cadomian; 19 – carbonate-terrigenous molasses of Cadomian age. The black dots indicate the location of the seismic sections: the dotted line is “ЕВ-1”, the dotted line with two dots is “Magnit”.

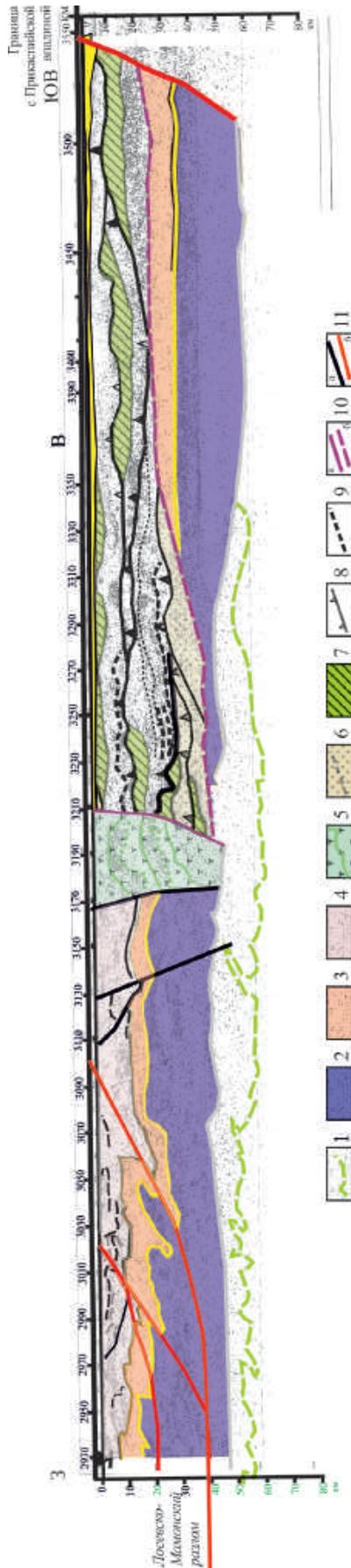


Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез EB-1 через Хоперский ороген. Составлен с использованием данных М.В. Минца (2011) и регионального трансекта “Гранит” (Геологический атлас..., 2002). Положение профиля показано на рис. 2.

1 – нижняя кора – гомогенизированный слой относительно акустических характеристик в результате процессов высокотемпературного высокостепенного метаморфизма (гранулитовая фация?) или насыщения лучшими компонентами мантии; 2 – средняя кора с диффузными верхней и нижней границами, характеризующаяся умеренно повышенной слоистостью; отражения группируются в прерывистые пакеты, часто беспорядочно ориентированные; слой обладает значительной неоднородностью, что свидетельствует о вероятном существовании отдельных очагов плавления; 3 – верхняя кора; 4 – консолидированная кора (метаморфический фундамент); 5–9 – структуры Хоперского раннепротерозойского орогена: 5 – Лосевская островная дуга, линиями обозначены отражающие горизонты; 6–9 – аккреционная призма Лосевской островной дуги; 6 – терригенные породы аккреционной призм; 7 – базальты океанического типа; 8 – тектонические пластины аккреционной призм; 9 – отдельные отражающие горизонты; 10 – реликтовая зона субдукции (a) – основание аккреционной призм (б); 11 – разломы фундамента (a) альпийского возраста (б).

Fig. 3. Deep seismic section of EB-1 through the Khopersky orogen. Compiled using data from M.V. Mints (2011) and the regional transect “Granite”:

1 – the lower crust is a homogenized layer with respect to acoustic characteristics as a result of processes of high-temperature high-impact metamorphism (granulite facies?) or saturation with volatile components of the mantle; the green dotted line shows the Moho boundary; 2 – the middle crust with diffuse upper and lower boundaries, characterized by moderately increased reflectivity; reflections are grouped into intermittent packets, often randomly oriented; the layer has significant heterogeneity, which indicates the probable existence of separate melting foci; 3 – upper crust; 4 – consolidated crust (metamorphic basement); 5–9 – structures of the Khopersky Early Proterozoic orogen: 5 – Losev island arc, reflecting horizons are indicated by lines; 6–9 – accretion prism of the Losev island arc: 6 – terrigenous rocks of the accretion prism; 7 – oceanic basalts; 8 – tectonic plates of the accretion prism; 9 – separate reflecting horizons; 10 – relict subduction zone (a) – the base of the accretion prism (b); 11 – basement faults (a) of Alpine age (b).

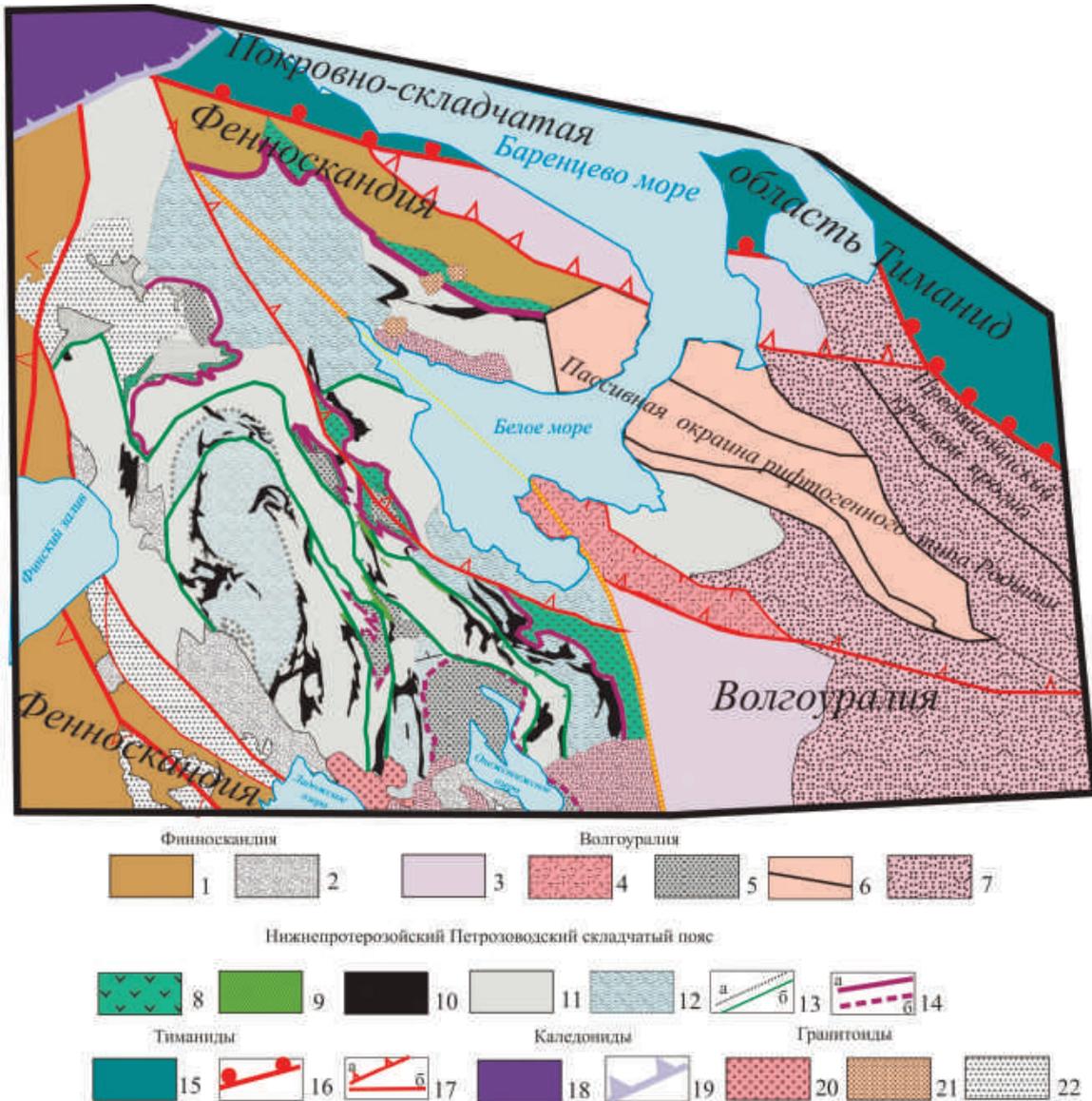


Рис. 4. Строение Петрозаводского орогена. Составлено с использованием материалов А.С. Балуева, С.Ю. Колодяжного, Ф.П. Митрофанова, Ю.А. Морозова, Е.Н. Терехова (Государственная геологическая..., 2015).

1, 2 – Фенноскандия: 1 – Фенноскандия; 2 – молассы вепсия. 3–7 – Волгоуралия: 3 – Волгоуралия; 4 – вулканогенные молассы нижнего-среднего рифея; 5 – проточехол лудковия; 6 – пассивная окраина рифтогенного типа суперконтинента Родиния; 7 – осадочный чехол суперконтинента Родиния. 8–14 – Нижнепротерозойский Петрозаводский складчатый пояс: 8 – островодужный комплекс верхнего лопия – лавы андезибазальтов, туфы, туффиты кислого состава, песчаники, графитсодержащие карбонатные и колчеданоносные сланцы, кварциты, конгломераты; 9 – базальты; 10 – породы океанического дна – метабазальтоиды и ультрабазиты (гальксодержащие сланцы и серпентиниты), метауглеродистые породы-шунгиты; 11 – терригенные и вулканогенно-осадочные породы – графитсодержащие сланцы, кварцсерицитовые сланцы и кварциты; 12 – породы с возрастом старше 2.8 млрд лет; 13 – граница между породами старше и моложе 2.8 млрд лет (а), границы тектонических пластин (б); 14 – палеосутира (а), подошва аккреционной призмы (б). 15–17 – тиманиды: 15 – складчатая область тиманид; 16 – фронт складчатости тиманид; 17 – разломы, связанные с движениями в тиманидах надвига (а) взбросы (б). 18, 19 – каледониды: 18 – каледониды; 19 – фронт складчатости каледонид; 20–22 – интрузивные комплексы: 20 – овоидные граниты рапакиви R_1sl (1498 млн лет, бурзаний); 21 – граниты рапакививидные свекофеннского R_1hg возраста; 22 – гранитоиды палеозойского возраста.

Fig. 4. The structure of the Petrozavodsk orogen. Compiled using materials by A.S. Baluyev, S.Y. Kolodyazhny, F.P. Mitrofanov, Yu.A. Morozov, E.N. Terekhov (Gosudarstvennaya geologicheskaya..., 2015).

1, 2 – Fennoscandia: 1 – Fennoscandia; 2 – Vepsia molasses. 3–7 – Volgouralia: 4 – volcanogenic molasses of the Lower-Middle Riphean; 5 – Ludkovia proto-cover; 6 – passive margin of the riftogenic type of the supercontinent Rodinia; 7 – sedimentary cover of the supercontinent Rodinia. 8–14 Lower Proterozoic Petrozavodsk folded belt: 8 – island-arc complex of the Up-

per Lopiya – lavas of andesibasalts, tuffs, tuffites of acid composition, sandstones, graphite-containing carbonate and pyrite-bearing shales, quartzites, conglomerates; 9 – basalts; 10 – rocks of the ocean floor – metabasaltoids and ultrabasites (talc-containing shales and serpentinites), metacarbon rocks – shungites; 11 – terrigenous and volcanogenic-sedimentary rocks – graphite-containing shales, quartz-sericite shales and quartzites; 12 – rocks older than 2.8 Ba; 13 – the boundary between rocks older and younger than 2.8 Ba (a), the boundaries of tectonic plates (б); 14 – paleosuture (a), the sole of the accretion prism. 15–17 – Timanids region: 15 – Timanid folding front; 17 – faults associated with movements in the Timanids thrust (a) upwelling (б). 18, 19 – Caledonids: 18 – Caledonids, 19 – caledonid folding front. 20–22 – intrusive complexes; 20 – ovoid granites of rapakivi R₁sl 1498 Ma of Burzian; 21 – rapakivi granites of Svekofennian R₁hg age; 22 – granitoids of Paleozoic age.

В Петрозаводской части нижнепротерозойского орогена развита еще одна ассоциация, которую мы относим к островодужному комплексу Фенноскандии. Она относится к верхнему лопию, слабее метаморфизована и представлена лавами, туфами и туффитами кислого состава, песчаниками, графит-содержащими карбонатными и колчеданоносными сланцами, кварцитами, лавами и туфами андезибазальтов и, возможно, коматитами. Иногда появляются конгломераты (впервые описанные Эскола и отнесенные к сариолию, но такие же имеются в сумии). Внешняя граница островодужного комплекса, как и повсюду, является сутурой Петрозаводского орогена.

Разрез вышележащей верхнекарельской эратемы завершает вепсинский надгоризонт – шокшинская свита, развитая на западном побережье Онежского озера. Характерной ее особенностью является кварцевый состав обломочного материала, красноцветность и резкая фациальная изменчивость. Она залегает резко несогласно с размывом на всех отложениях вепсинского надгоризонта. В ее основании развиты мелкогалечные конгломераты со знаками ряби. Все эти признаки свидетельствуют о крайней мелководности обстановки накопления шокшинской свиты (Государственная геологическая..., 2015). Мощность шокшинской свиты превышает 1000 м. В нижней ее части имеется покров гематитизированных сиенитовых габбро-долеритов. Их возраст, датированный U-Pb методом, составляет 1770 ± 12 млн лет (поздний карелий).

Нижнерифейский хогландский горизонт развит в Выборгской структурно-фациальной зоне на о-ве Гогланд (Суурсаари) в Финском заливе. Горизонт залегает на гранитоидных и гранитоидах верхнего карелия со следами размыва. В его составе выделено три пачки. Нижняя пачка представлена конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. В ее основании встречены гальки преимущественно кварцитов. Толща имеет ритмичное строение. Каждый ритм завершается слоями метаалевролитов. Вышележащая пачка представлена кварц-полевошпатовыми порфирами, имеющими мощность более 3 м. Завершает разрез пачка базальтов. Верхнекарельскую эратему и хогландский горизонт нижнего рифея по формационным признакам мы относим к молассам.

Ранее было сказано (см. рис. 1), что блоки фундамента Восточно-Европейской платформы в совре-

менной структуре сохранились не полностью. Территория Сарматии и Фенноскандии подвергалась существенной переработке при заложении тиманских, каледонских, варисцийских и, особенно, альпийских структур. Так, при раскрытии Атлантического океана, когда часть комплексов восточного края Аппалачей и Ньюфаундленда гондванского и свеконорвежского происхождения, некогда входивших в состав Родинии, были обдуцированы на северо-западную окраину Восточно-Европейской платформы, например тектонический покров, залегающий на каледонидах Норвегии. Для объяснения проблем, связанных с расшифровкой палеоструктуры северной Петрозаводской части нижнепротерозойского орогена, решающим оказался крупный сдвиг, протягивающийся от Кавказа до Белого моря, где периодически проявлялись с девона и по настоящее время рифтогенные процессы. Он неоднократно проявлял себя на Кавказе как в варисцийскую эпоху при закрытии Прикаспийского океанического бассейна, так и в настоящее время (по данным астрономических наблюдений (Милоков и др., 2018; Рогожин и др., 2014), альпийский фронт складчатости Северного Кавказа продвигается в северном направлении со скоростью 3–4 см/год). Именно этот сдвиг обособил Ветреный пояс от северной части орогена. К этому еще добавилось надвигание с северо-запада на юго-восток фронта Тимано-Печорских Тиманид. Интенсивные деформации Петрозаводского орогена и метаморфизм его пород в такой ситуации были неизбежны. Тут все свернулось в один узел. В результате в зоне, прилегающей к Волгоуралии, островодужный комплекс отсутствует. Здесь, как и в южной Хоперской части орогена, Волгоуралия слагает основание аккреционного комплекса. Однако это предположение требовало дополнительного обоснования, так как М.В. Минц предполагал продолжить Петрозаводский ороген в юго-восточном направлении вдоль границы с варисцидами Урала. Мы также считали такой вариант возможным. Камнем преткновения была интерпретация глубинного сейсмического разреза “Татсейс”. Для решения этой проблемы мы использовали два сейсмических разреза: через северный край Мезенской синеклизы и через краевой прогиб уральских варисцид (см. рис. 1).

На рис. 5 отчетливо видно, что Петрозаводский ороген на территории Мезенской синеклизы раз-

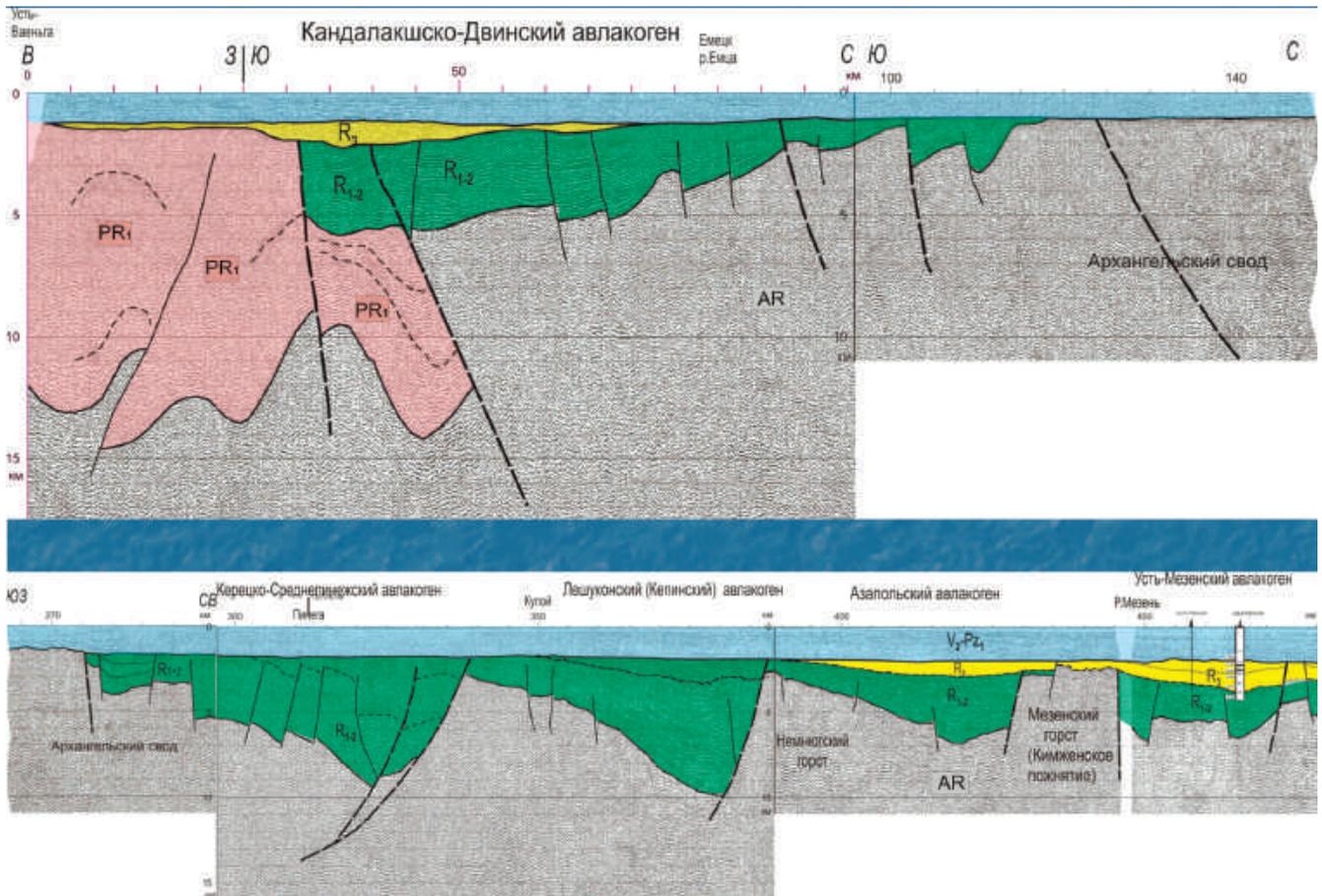


Рис. 5. Сейсмический разрез через Мезенскую синеклизу. Местоположение разреза см. на рис. 1 (зеленые точки).

Fig. 5. Seismic section through the Mezen syncline. The location of the transect is shown in Fig. 1 (green dots).

вит только на Архангельском своде (розовый цвет). А далее по направлению к восточному краю Мезенской синеклизы располагаются рифтогенные структуры континентальной окраины континента Балтика (зеленый цвет), перекрытые RF_3 -V осадочным чехлом суперконтинента Родиния (желтый цвет). По данным (Кутинов, Чистова, 2016), эта территория окрестностей Белого моря от рифтовой структуры западного побережья Белого моря до Зимнего берега Мезенской синеклизы северной окраины Восточно-Европейской платформы рассматривается как алмазоносная провинция (Беломорский подвижный пояс, Зимнебережная зона). Это зона развития щелочного магматизма, где известны алмазоносные кимберлиты палеопротерозойского возраста (поздний карелий 1.986 млрд лет), затем позднее событие, синхронное с развитием пассивных окраин Восточно-Европейской платформы в составе суперконтинента Родиния в позднем рифее (Хераскова и др., 2015), а также в девоне (Богатиков и др., 2009) и современные (Тектоника Белого моря..., 2012).

Если это так, то возникает вопрос: где находится продолжение Петрозаводского орогена за пределами Мезенской синеклизы? Для его решения мы привлекли сейсмический разрез, пересекающий Предуральский прогиб и складчатый Урал (сейсмический разрез расположен на широте 56°).

На рис. 6 видно, что под Предуральским краевым прогибом между восточным краем Восточно-Европейской платформы и Уральским орогеном имеется пространство, пока не вскрытое бурением. Возможно, здесь сохранилась часть Петрозаводского орогена, уцелевшая при деструкции этого края Восточно-Европейской платформы при заложении палеозойского Уральского палеоокеана. Рифтогенные процессы раннего протерозоя, происходящие на территории современного Петрозаводско-Хоперского орогена, свидетельствуют о начале раскрытия палеоокеана, некогда отделявшего Сарматия и Фенноскандию от Волгоуралия. При этом микроконтиненты Сарматия и Фенноскандия имели восточные активные континентальные окраины. Волгоуралия вообще не имела

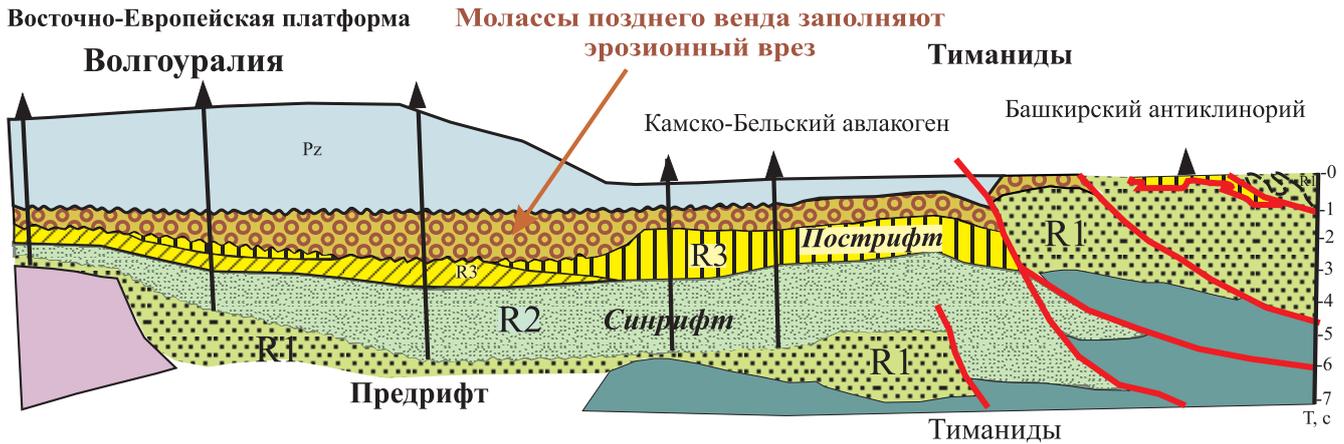


Рис. 6. Сейсмический разрез через Предуральский прогиб на широте 560 с.ш. (составлен с использованием данных В.Н. Пучкова и А.В. Маслова).

Fig. 6. Seismic section through the Pre-Ural trough at latitude 560 c.w. (compiled using data from V.N. Puchkov and A.V. Maslov).

активных окраин. Поэтому во время закрытия Карельского Петрозаводско-Хоперского палеоокеана из-за коллизии с Волгоуралией в раннем протерозое она оказалась в основании аккреционной призмы. В результате возник Петрозаводско-Хоперский ороген. Сutura субмеридионального простирания фиксирует закрытие северной Карельской части раннепротерозойского Петрозаводско-Хоперского палеоокеана.

Структура орогена, как и структура палеоконтинента Балтика, позднее, по крайней мере начиная с девона, неоднократно нарушалась и в настоящее время разрушается рифтогенными процессами, происходящими в Белом и Баренцевом морях (Тектоника Белого моря..., 2012; Балуев и др., 2000). Сложность и нарушенность структуры орогена серьезно затрудняют ее палеорекопструкцию. Это видно по сложной деформированности сутурной зоны в районе Белого моря и Кольского полуострова и объясняет более высокую степень метаморфизма пород орогена в северном сегменте. Параметры реконструированного раннепротерозойского палеоокеана по своим масштабам не уступали каледонским и герцинским. Этот палеоокеан относился к атлантическому типу.

ВЫВОДЫ

1. Микроконтиненты Сарматия и Фенноскандия имели восточные активные континентальные окраины. Волгоуралия вообще не имела активных окраин. Поэтому во время закрытия Карельского Петрозаводско-Хоперского палеоокеана из-за коллизии в раннем протерозое Волгоуралия оказалась в основании аккреционной призмы. В результате

возник Петрозаводско-Хоперский ороген. Сutura субмеридионального простирания фиксирует закрытие Карельского (Раннепротерозойского) Петрозаводско-Хоперского палеоокеана.

2. Структура орогена, как и структура палеоконтинента Балтика, позднее была нарушена и частично разрушена последующими тектоническими подвижками. Этот процесс продолжается и в настоящее время рифтогенезом, происходящим в Белом море. Сложность и нарушенность структуры орогена серьезно затрудняют ее палеорекопструкцию. Это видно по сложной деформированности сутурной зоны в районе Белого моря и Кольского полуострова и объясняет более высокую степень метаморфизма пород орогена в северном сегменте.

3. Контуры и размеры блоков Фенноскандия, Сарматия и Волгоуралия авторами первых моделей С.В. Богдановой и М.В. Минцем были определены совершенно правильно, исходя из тех фактов и методик, которыми они располагали. Для изменения ситуации необходимо было применение новых методик – расширение площади исследования, учет последующих преобразований, особенно влияние альпийских и современных движений, а также применение детального сейсмостратиграфического анализа.

4. Закрытие Петрозаводско-Хоперского палеоокеана привело к возникновению континента Балтика и формированию ее восточной пассивной окраины по границе с Палеопацификом. Затем во время свеконорвежской орогении Балтика вошла в состав суперконтинента Родиния. Волгоуралия имеет осадочный чехол суперконтинента Родиния, возникшего в результате свеконорвежской ороге-

нии в конце позднего рифея. Эта окраина подверглась деструкции при коллизии с Тиманидами.

5. Масштаб и протяженность реконструированного нами Петрозаводско-Хоперского орогена сопоставимы с орогенными поясами палеозоя, такими как кадомиды, каледониды, варисциды или тиманиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Митрофанов Ф.П., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. (2000) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Р-(35,37). Объяснит. записка. Петрозаводск. ВСЕГЕИ. 321 с.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирилова Т.И., Фугзан М.М., Глушенко В.В. (2010) Зона сочленения Сарматии и Волго-Урاليا: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 17(6), С. 3-16.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. (2015) Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метасадочных пород большечеремшанской серии и их Sm-Nd модельный возраст. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 23(1), 3-26.
- Богатиков О.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Самсонов А.В., Шарков Е.В. (2009) Мирагенция докембрия севера Восточно-Европейской платформы. *Материалы Всерос. конф. г. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН*, 18-22.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 244 с.
- Буш В.А., Казьмин В.Г. (2008) Кристаллический фундамент и складчатый комплекс Волгоуральского, Прикаспийского и Предкавказского нефтегазоносных бассейнов. *Геотектоника*, (5), 79-94.
- Геологический атлас Западной и Центральной Европы. Геотраверс "ГРАНИТ". (2002) Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований). (Под ред. С.Н. Кашубина). Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП "Баженовская геофизическая экспедиция", 312 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1 : 1 000 000 (третье поколение), Сер. Балтийская, лист Р-(35),36. Петрозаводск. (2015) СПб.: Изд-во картограф. фаб. ВСЕГЕИ, 321 с.
- Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. (2016) Архангельская алмазоносная провинция на мелкомасштабных геологических, тектонических и геофизических картах. *Электронное научное издание Альманах Пространство и Время*, 11(1) (Система планета Земля). Сетевой адрес: 2227-9490e-argovr_e-ast11-1.2016.12
- Леонов Ю.Г. Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. (2010) Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. *Тр. ГИН РАН*, вып. 593, 63.
- Милоков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Николаев А.В. (2018) Скорости современных тектонических движений в современном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с тектоникой и глубинным строением земной коры. *Докл. АН*, 481(3), 291-295.
- Миц М.В. (2011). Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия. *Геотектоника*, (4), 3-29.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докучкина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. (2010) Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсей: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, Т. 1, 408 с. Т. 2, 400 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, (6), 3-32.
- Пучков В.Н. (2003) Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса. *Геология и геофизика*, 44 (1-2), 28-39.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Уфимский НЦ РАН, 279 с.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собищев А.Л., Собищев Л.Е., Горбатиков А.В. (2014) Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 256 с.
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г. (2004) Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. *Геотектоника*, (4), 20-44.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. (2011) Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса. *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*, (1), 70-94.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Ковач В.П., Базиков Н.С. (2019) Мезоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации Восточной Сарматии: возраст и геологическое положение. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 27(5), 4-18.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (2019) Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозоид Казахстана. *Литосфера*, 19(3), 347-371.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозе и в раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, (3), 66-92.
- Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к "Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий" м-б

- 1 : 1 500 000. А.С. Балуев, В.А. Журавлев, Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиялговский. (Отв. ред. М.Г. Леонов) (2015) М.: ГЕОС, 104 с. Труды ГИН РАН, вып. 597.
- Терентьев Р.А. (2005) Раннепротерозойский палеобассейн Лосевской шовной зоны (Воронежский кристаллический массив). *Литология*, (1), 81-93.
- Трофимов (2006) Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. *Геотектоника*, (4), 3-20.
- Херасков Н.П. (1967) Тектоника и формации. Избранные труды. Академия наук СССР. Геологический институт. М.: Наука, 401 с.
- Хераскова Т.Н. (1986) Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, Труды ГИН РАН, (386), 248 с.
- Хераскова Т.Н. (2005) Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов. *Геотектоника*, (4), 3-34.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, (1), 3-23.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. (2020) Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии-раннем палеозое. *Геотектоника*, (5), 29-54. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20050057>
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. (2015) Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и смежных палеоокеанических областях. *Геотектоника*, (1), 31-59.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., (2002) Условия осадконакопления в рифе и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы. *Литология и ползн. ископ.*, 2002, (1), 77-92.
- Шатский Н.С. (1964) Избранные труды. Структурные соотношения между платформами и складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3. М.: Наука. Т. 2, 475-494.
- Шатский Н.С. (1964) Избранные труды. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Ст. 4. М.: Наука. Т. 2, 7-12.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. (2007) Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое. *Геотектоника*, (1), 43-70.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. (2012) Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров). *Геология и геофизика*, 53(1), 3-29.
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved paleoarchean crust. *Amer. J. Sci.*, 310, 1345-1383.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. (2016) Europe: East European Craton, Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 17-Oct-16 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
- Bogdanova S.V. Gorbatshev R., Kheraskova T., Kozlov V., Puchkov V., Volozh Yu. (2008) The East European Craton ("Proto-Baltica") in Pre-Rodinian and Rodinian times. *Precamb. Res.*, (1-2), 23-45.
- Chashchubin V.V., Mitrofanov F.P. (2014) The paleoproterozoic Imandrarvazuga rifting structure (Kola peninsula). *Geodynam. Tectonophys.*, 5, (1), 231-256. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0126>
- Franke W. (2006) The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse the European lithosphere: an introduction (Eds D.G. Gee, R.A. Stephenson) Geological society mem. No. 32 Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands. Published by The Geological Society London, 323-333.
- Kröner U., Romer R., Linnemann U. (2007) Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – heterogeneous imprint of the Cadomian-Paleozoic Perigondvanian crust. *Linnemann U., Nance R.D., Kraft P. and Zulauf G. (Eds) Evolution of the Rhine Ocean: from the Avalon-Cadomian active margin to the Allegheny-Variscan collision.* Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 423, 153-172.
- Samsonov A.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Yu.O., Larionov A.N. (2018) Paleoproterozoic Osnitsk-Mikashevichi- Moscow Igneous Belt (OMMB): new geochronology and petrology data for the Russian segment and tectonic implication. *Abstract for the 33rd Nordic Geological Winter Meeting.* Denmark, 54-55.
- Ziegler P.A., Dezes P. (2006) Crustal evolution of Western and Central Europe. The European lithosphere: an introduction. (Ed. D.G. Gee, R.A. Stephenson) Geological Society Mem. No. 32 Vrije Universiteit, Amsterdam Netherlands. Published by The Geological Society London, 12-43.

REFERENCES

- rope: East European Craton, Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 17-Oct-16 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Kheraskova T., Kozlov V., Puchkov V., Volozh Yu. (2008) The East European Craton ("Proto-Baltica") in Pre-Rodinia and Rodinian times. *Precambr. Res.*, (1-2), 23-45.
- Bush V.A., Kaz'min V.G. (2008) Crustal foundation and folded complex of Volga-Uralian, Pre-Caspian and Cis-Caucasian oil-gas basins. *Geotektonika*, (5), 79-94. (In Russ.)
- Chashchubin V.V., Mitrofanov F.P. (2014) The paleoproterozoic Imandravarzuga rifting structure (Kola peninsula). *Geodynam. Tectonophys.*, V. 5, Is.1, 231-256. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0126>
- Franke W. (2006). The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse the European lithosphere: an introduction (Eds D.G. Gee, R.A. Stephenson) Geological society mem. No. 32 Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands. Published by The Geological Society London, 323-333.
- Geological Atlas of Western and Central Europe Geotravers "GRANITE": Eastern European Platform – Ural – Western Siberia (the structure of the Earth's crust according to the results of complex geological and geophysical studies) (Ed. S.N. Kashubin). (2002). Ekaterinburg: The Main Department of Natural Resources and Environmental Protection of the MPR of Russia in the Sverdlovsk region, FGUGP "Bazhenov Geophysical Expedition", 312 p. (In Russ.)
- Kheraskov N.P. (1967) Tektonics and formations. Selected works. Academy of Sciences of USSR. Geological Institute. Moscow, Nauka Publ., 401 p. (In Russ.)
- Kheraskova T.N. (1986) Vendian-Cambrian formations of Kaledonides of Asia. *Tr. GIN RAS*, **386**, 248 p. (In Russ.)
- Kheraskova T.N. (2005) Value of N.S. Shatsky works about ancient platform tectonic and their oil-gas bearing in light of modern views. *Geotektonika* (4), 3-34. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of the Paleoasian Ocean *Geotektonika*, **44**, (1), 5-28. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Postnikova I.S. (2020) Features of the Structure and Development of the Southeastern Part of the East European Platform and the Caspian Basin in the Late Precambrian–Early Paleozoic. *Geotektonika*, (5), 29-54. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Sapozhnikov R.B. (2015) Correlation of Late Precambrian and Paleozoic Events in the East-European Platform and the Adjacent Paleooceanic Domains. *Geotektonika*, (1), 31-59. (In Russ.)
- Kröner U., Romer R., Linnemann U. (2007) Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – heterogeneous imprint of the Cadomian-Paleozoic Perigondvanian crust. *Linnemann U., Nance R.D., Kraft P. and Zulauf G. (Eds) Evolution of the Rhine Ocean: from the Avalon-Cadomian active margin to the Allegheny-Variscan collision*. Geological Society of America Spec. Pap. **423**, 153-172.
- Kutinov Yu.G., Chistova Z.B. (2016) Arkhangelsk diamond-bearing province on small-scale geological, tectonic and geophysical maps. *Electronic Scientific Edition Almanac Space and Time*, 11(1) (The Earth Planet System). Web. <2227-9490e-aprov_r_e-ast11-1.2016.12>. (In Russ.)
- Leonov Yu.G., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Kheraskova T.N. (2010) Consolidated crust of the Caspian region: experience of zoning. *Tr. GIN RAN*. Iss. 593. 63. (In Russ.)
- Milyukov V.K., Mironov A.P., Ovsyuchenko A.N., Rogozhin E.A., Gorbatikov A.V., Drobyshev V.N., Khubaev H.M., Nikolaev A.V. (2018) The velocities of modern tectonic movements in the modern sector of BOLSHOI KAVKAZ according to GPS observations and their relationship with tectonics and the deep structure of the Earth's crust. *Dokl. Akad. nauk.* **481**(3), 291-295. (In Russ.)
- Mints M.V. (2011) Volume model of the deep structure of the Early Precambrian crust of the East European craton, paleogeodynamic consequences. *Geotectonics*, (4), 3-29.
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tihotskii S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu. (2010) Deep crustal structure, evolution and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data along the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS Profiles. Moscow, GEOKART, GEOS. Vol. 1, 408 p., Vol. 2, 400 p. and Case with Supplements. (In Russ.)
- Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) Central Asian folded belt: geodynamic evolution and formation history. *Geotectonics*, (6), 3-32.
- Puchkov V.N. (2003) Uralids and Timanids, their structural connections and place in the geological history of the Ural-Mongolian folded belt. *Geol. Geofiz.*, **44**(1-2), 28-39. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, Ufa SRC of RAS, 279 p. (In Russ.)
- Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Lutikov A.I., Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Gorbatikov A.V. (2014) Endogenous dangers of the Greater Caucasus, Moscow, IFZ RAN, 256 p. (In Russ.)
- Ruzhentsev S.V., Samygin S.G. (2004) Structure and tectonic development of the area of the East European Platform and the Southern Urals junction. *Geotektonika*, (4), 20-44. (In Russ.)
- Samsonov A.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Yu.O., Larionov A.N. (2018) Paleoproterozoic Osnitsk-Mikashevichi- Moscow Igneous Belt (OMMB): new geochronology and petrology data for the Russian segment and tectonic implication. *Abstract for the 33rd Nordic Geological Winter Meeting*. Denmark, 54-55.
- Samygin S.G., Kheraskova T.N. (2019) Geological structure and stages of tectonic evolution of the paleozoic of Kazakhstan. *Lithosphere (Russia)*, **19**(3), 347-371. (In Russ.)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic Evolution of Kazakhstan and Tien Shan in Neoproterozoic and Early-Middle Paleozoic. *Geotektonika*, (3), 66-92. (In Russ.)
- Savko K.A., Samsonov A.V., Bazikov N.S. (2011) Metaterigenous rocks of the Vorontsov series of the Voronezh

- crystal massif: geochemistry, features of formation and sources of demolition. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (1), 70-94. (In Russ.)
- Savko K.A., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Kotov A.B., Larionov A.N., Korish E.H., Kovach V.P., Bazikov N.S. (2019) Mesoarchean tonalite-trondjemite-granodiorite associations of Eastern Sarmatia: age and geological position *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 4-18. (In Russ.)
- Shatskii N.S. (1964) Selected Works. Structural Relationships between Platforms and Folded Geosynclinal Regions. *Comparative Tectonics of Ancient Platforms*. Article 3. Moscow, Nauka Publ. Vol. 2, p. 475-494. (In Russ.)
- Shatskii N.S. (1964) Selected Works. Deep Dislocations Extending through Platforms and Foldbelts: Volga Basin and the Caucasus. *Comparative Tectonics of Ancient Cratons*. Article 4. Moscow, Nauka Publ. Vol. 2, 7-12. (In Russ.)
- Shchipanskii A.A., Khodarevskaya L.I., Konilov A.N., Slabunov A.I. (2012) Eclogites of White Sea belt (Kola peninsula). *Geologiya i Geofizika*, **53**(1), 3-29. (In Russ.)
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu.O. (2007) Geodynamics of the eastern margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. *Geotectonika*, (1), 43-70. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Baltic series. Sheet P-(35),36 – Petrozavodsk. (2015) St.Petersburg, Publishing house Cartographer fab VSEGEI, 321 p. (In Russ.)
- Tectonics of the White Sea and adjacent areas (The explanatory notes to “The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas”, at a Scale of 1 : 1 500 000) (A.S. Baluev, V.A. Zhuravlev, E.N. Terekhov, E.S. Przhiyalgovsky). (Editor-in-Chief M.G. Leonov). (2012) Moscow, GEOS, Iss. 597. 104 p. (In Russ.)
- Terent'yev R.A. (2005) Early Proterozoic paleobasin of the Losev suture zone. *Lithology*, (1), 81-93. (In Russ.)
- Trofimov (2006) Deep seismic researches MOV-OGT on the trip Tatseis-2003, which intersect the Volga-Urals oil-gas-bearing province. *Geotectonics*, (4), 3-20.
- Ziegler P.A., Dezes P. (2006) Crustal evolution of Western and Central Europe. *The European lithosphere: an introduction*. (Ed. D.G. Gee, R.A. Stephenson) Geological Society Mem. No. 32 Vrije Universiteit, Amsterdam Netherlands. Published by The Geological Society London, 12-43.

УДК 552.541, 551.735.2, 470.13

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-325-347

Новые данные о каменноугольных отложениях южной части Восточно-Тиманского мегавала

Е. С. Пономаренко¹, Р. М. Иванова², П. А. Безносков^{1,3}

¹Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: esponomarenko@geo.komisc.ru; Beznosov@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: geoivanur@mail.ru

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

Поступила в редакцию 12.01.2023 г., принята к печати 17.02.2023 г.

Объект исследований. Среднекаменноугольные отложения, вскрытые горными выработками в водораздельной части Южного Тимана. **Материал и методы.** Материалом для статьи послужило полевое описание разрезов и штуфы пород (26 образцов), изученные классическими оптическо-микроскопическими методами. Для микропалеонтологического анализа дополнительно были изготовлены ориентированные шлифы (97 шт.). Изучение комплекса ихнофоссилий проводилось как по сборам образцов пород, содержащих ходы ископаемых организмов, так и по полевым фотографиям. Для определения фазового состава глинистой фракции по дифрактограммам были использованы четыре ориентированных образца. **Результаты.** Установлено, что в карьере “Ихнитовый” обнажены породы аскынбашского (2.7 м), ташагинского (1.4 м) и акавасского (2.5 м) горизонтов башкирского яруса, а в разрезе “Выемка” вскрыты отложения верхней части верейского горизонта московского яруса (1.9 м). Разрез карьера “Ихнитовый” имеет отчетливо циклическое строение. Основание циклов выделяется по появлению кораллово-водорослевых известняков, выше которых залегают тонкоплитчатые известняковые (био-класто-пелоидные) тонкозернистые песчаники. Зеленоватые иллит-хлоритовые глины накапливались в наиболее мелководных условиях. Карбонатные осадки испытали две стадии цементации, разделенные фазой уплотнения. Для разреза карьера “Ихнитовый” установлен ихнокомплекс, характеризующий крузиановую ихнофаунию. Разрез “Выемка” интересен присутствием в нем представителей рода *Eofusulina*, а также классических карбонатных темпеститов. **Заключение.** Накопление башкирских отложений происходило в мелководных затишных условиях (кораллово-водорослевые известняки) и на низкоградиентной литоральной равнине (тонкозернистые известняковые песчаники) со слабым движением вод (вероятно, малоамплитудных приливов). Иллит-хлоритовые глины указывают на накопление эолового материала (глинистых частиц) в запрудах.

Ключевые слова: башкирский ярус, московский ярус, парасеквенции, фораминиферы, ихнофоссилии, мелководно-морские и лагунные среды

Источник финансирования

Работа была выполнена в рамках тем НИР “Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления” (№ 1021062311457-5-1.5.6), “Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления” (№ 1021062311460-9-1.5.3) и при поддержке государственного задания ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-1180525900245-8) и программы Казанского (Приволжского) федерального университета “Приоритет 2030”

New Data on Carboniferous Deposits in the Southern Part of the East-Timan Megaswell

Evgeniy S. Ponomarenko¹, Rimma M. Ivanova², Pavel A. Beznosov^{1,3}

¹N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktывkar 167000, Russia, e-mails: esponomarenko@geo.komisc.ru; Beznosov@geo.komisc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: geoivanur@mail.ru

³Kazan Federal University, 18 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia

Received 12.01.2023, accepted 17.02.2023

Для цитирования: Пономаренко Е.С., Иванова Р.М., Безносков П.А. (2023) Новые данные о каменноугольных отложениях южной части Восточно-Тиманского мегавала. *Литосфера*, 23(3), 325-347. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-325-347>

For citation: Ponomarenko E.S., Ivanova R.M., Beznosov P.A. (2023) New Data on Carboniferous Deposits in the Southern Part of the East-Timan Megaswell. *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 325-347. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-325-347>

© Е.С. Пономаренко, Р.М. Иванова, П.А. Безносков, 2023

Research subject. Lower Pennsylvanian deposits exposed by mine excavations in the watershed part of South Timan. **Materials and methods.** The research material included data obtained by a field description of sections and an optical microscopy analysis of rock samples (26 specimens). For micropaleontological analysis, oriented thin-sections (97 specimens) were additionally prepared. Trace fossil taxa were determined based on both field photographs and collected specimens. Four oriented rock samples were used to determine the phase composition of the clay fractions from diffraction patterns. **Results.** The rocks of the Askynbashian (2.7 m), Tashastian (1.4 m), and Akavasian (2.5 m) Regional Stages of the Bashkirian Stage are exposed in the Ikhnitovyi quarry, and the Upper Vereiskian deposits of the Moscovian Stage (1.9 m) are exposed in the Vyemka section. The Ikhnitovyi quarry section exhibits a distinctly cyclic pattern. The cycle bases are distinguished by the appearance of coral and algae limestones, above which thin bedded fine-grained bioclastic and peloidal limestones occur. Greenish illite and chlorite clays indicate shallow sedimentation environments. The carbonate sediments experienced two cementation stages separated by the phase of compaction. The trace fossil assemblage recognized in the Ikhnitovyi quarry characterizes *Cruziana* ichnofacies. The Vyemka section is of particular interest due to the find of *Eofusulina* and the presence of typical carbonate tempestites. **Conclusions.** The Bashkirian deposits were accumulated under quiet shallow-water conditions (coral and algae limestones), on low-gradient tidal flats (fine-grained grainstones), and under a low hydrodynamic activity (probably low-amplitude tides). The illite and chlorite clays identify the accumulation of aeolian material (clay particles) in ponds.

Keywords: Bashkirian, Moscovian, parasequences, foraminifers, trace fossils, shallow-marine and lagoon environments

Funding information

This work was carried out within the framework of the research projects of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (No. 1021062311457-5-1.5.6 and No. 1021062311460-9-1.5.3), and has been supported by the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the UB of the RAS (No. AAAA-A18-1180525900245-8) and the Kazan Federal University program "Priority 2030"

Acknowledgements

During the field work, a substantial assistance was provided by S.N. Ignatov. Field photographs of trace fossils were taken by V.A. Saldin (Senior Researcher at the Laboratory of Lithology and Geochemistry of Sedimentary Formations, Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar) and by S.N. Ignatov. Oriented thin-sections were prepared by N.A. Bayborodina (Center for Sample Preparation and Processing of Stone Material of the Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar). Photographing of microfossils was carried out by A.N. Shadrin, Junior Researcher at the Laboratory of Lithology and Geochemistry of Sedimentary Formations, Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar). X-ray diffraction analysis of clays was carried out by Yu.S. Simakova (Senior Researcher at the Laboratory of Mineralogy, Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar), samples for analysis were prepared by V.A. Isakov (geologist at the Laboratory of the Cenozoic geology, Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar). Valuable comments on the manuscript were made by E.V. Mychko (Senior Researcher at the Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad) and A.I. Antoshkina (Chief Researcher at the Laboratory of Lithology and Geochemistry of Sedimentary Formations, Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar). We express our deep appreciation to all the mentioned persons.

ВВЕДЕНИЕ

Среднекаменноугольные отложения широко развиты в пределах Южного Тимана, однако сколько-либо полные разрезы установлены лишь в скважинах. Так, например, в пределах территории листа Р-40-ХІІІ "Помоздино" Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 небольшие выходы пород этого стратиграфического интервала имеются лишь в долине р. Вычегды (с притоками рр. Черь-Вычегодская, Кенжан, Чипан, Подора) (рис. 1), а также вскрыты поисковыми скважинами на бокситы и структурно-поисковыми скважинами на нефть и газ (Гуревич и др., 1965). Большие же водораздельные области южнее бассейна р. Вычегды, как правило, не имеют коренных выходов, и сведения о строении среднего карбона здесь практически отсутствуют.

С активизацией в 2000-х гг. работ по вырубке леса в верховьях р. Вычегды была расширена сеть лесовозных дорог, для отсыпки которых был заложен небольшой карьер на водоразделе между рр. Вычегда, Тимшер и Южная Мыльва в 22 км к юго-востоку от пос. Пузла (см. рис. 1). В тектоническом плане карьер находится на территории юго-восточной части Восточно-Тиманского мегавала. Разрез его изучен с отбором образцов в 2020 г. Летом 2021 г. во время ревизионной поездки по маршруту "Малое геологическое кольцо Республики Коми" в развалах карьера на поверхностях напластования пород В.А. Салдиным обнаружены многочисленные ихнофоссилии, поэтому карьере было дано неофициальное название "Ихнитовый". Второй объект исследования – разрез "Выемка" – располагается в 4,5 км к ССВ от карьера "Ихнитовый" в выемке лесовозной дороги (см. рис. 1).

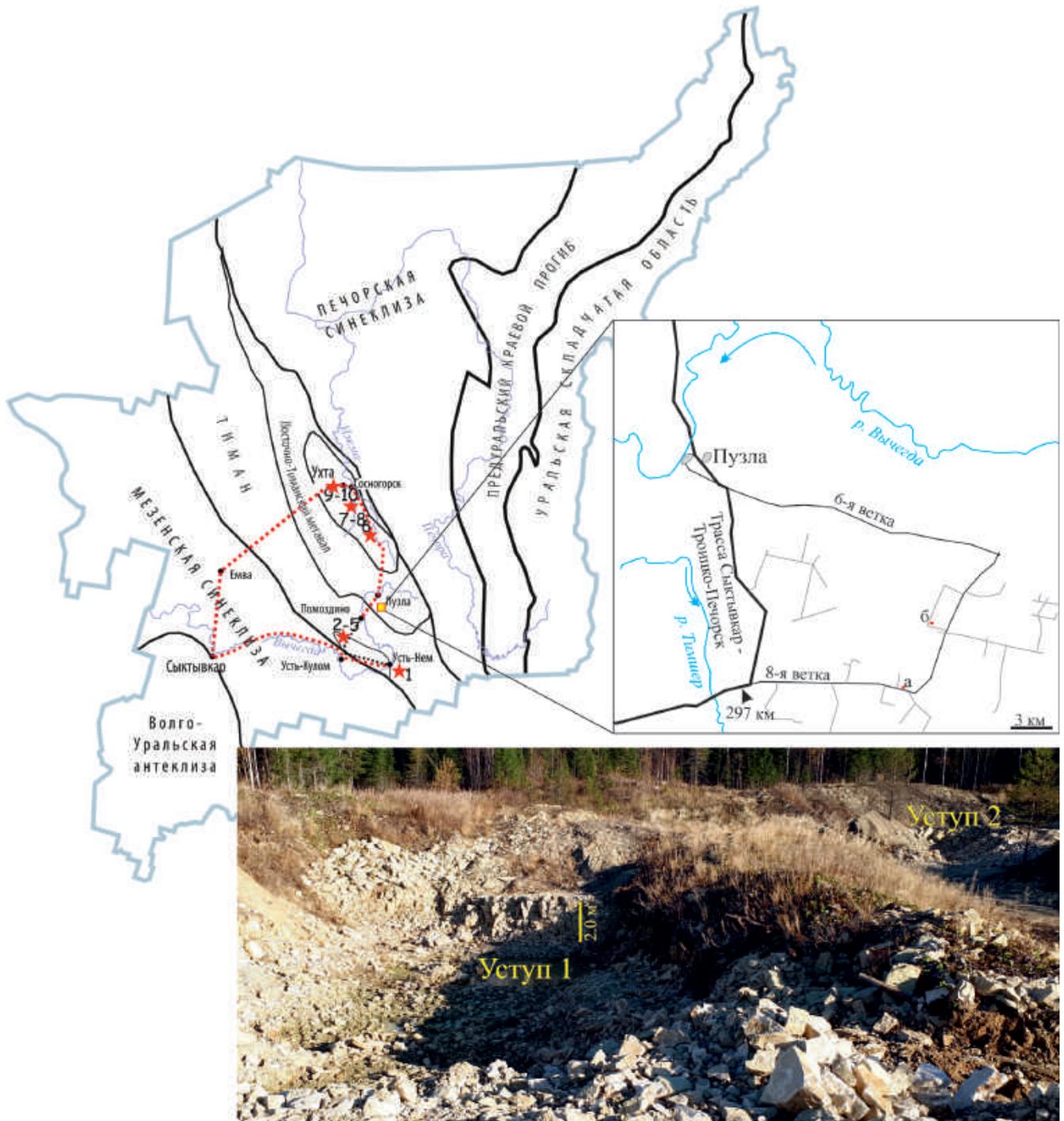


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

Слева – мелкомасштабная структурная карта Республики Коми, справа – взаимное расположение карьера “Ихнитовый” (а) и разреза “Выемка” (б) на крупномасштабной карте. Красные звездочки на левой карте – точки наблюдения маршрута экскурсии “Малое геологическое кольцо Республики Коми” (Пономаренко и др., 2021). Внизу – общий вид карьера “Ихнитовый” (фото С.Н. Игнатова).

Fig. 1. Location of the studied sections.

On the left – tectonic sketch-map of the Komi Republic, red asterisks indicate the observation points of the “Small Geological Ring of the Komi Republic” route (Ponomarenko et al., 2021); on the right – the details of the “Ikhnitoviy” quarry (a) and the “Vyemka” section (b) location; on the bottom – a general view of the “Ikhnitoviy” quarry (photo by S.N. Ignatov).

Целью настоящей работы является литологическая, микропалеонтологическая и палеоихнологическая характеристика разреза среднекаменноугольных пород юго-восточной части Восточно-Тиманского мегавала, его стратиграфическое расчленение и определение фациальных особенностей осадконакопления.

Следует отметить, что сведения об ихнофоссилиях из каменноугольных отложений Тимано-Североуральского региона до сих пор оставались крайне отрывочны. Чаще всего они упоминаются лишь как “ходы червей” или “следы жизнедеятельности донных организмов” для турнейских и визейских глинисто-карбонатных отложений севера Урала (например, (Калашников, 2005; Шадрин, Сандула, 2018)). И только в единичных случаях указывается их таксономическая принадлежность (например, *Spirophyton* (Калашников, 2005), *Rhizocorallium* (Салдин, 2008) и *Zoophycos* (Журавлев и др., 2018, 2019)), при этом все изображенные в упомянутых работах образцы в действительности представлены *Zoophycos* isp. В этой связи палеоихнологическая характеристика столь разнообразного комплекса является, вероятно, первой для каменноугольных отложений Тимано-Североуральского региона.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для статьи послужило описание пород и 26 образцов. Для литологического изучения из каждого образца были сделаны шлифы. Для палеонтологического исследования фораминифер из образцов, где они присутствуют, изготавливались дополнительно ориентированные шлифы (97 шт.). Шлифы изучались на поляризационном микроскопе ПОЛАМ РП-1.

Исследование комплекса ихнофоссилий проводилось как в образцах пород, содержащих ходы ископаемых организмов, так и по полевым фотографиям. Во втором случае не все ихнофоссилии можно было уверенно диагностировать (такие определения сопровождаются знаком “?”). Так как в стенке карьера “Ихнитовый” поверхности напластования недоступны для непосредственных наблюдений, большинство образцов с ихнофоссилиями собраны из осыпи и не имеют четкой привязки к слоям, в связи с чем в статье приводится лишь общая характеристика ихнокомплекса.

Фазовый состав глинистой фракции из четырех образцов определялся по дифрактограммам ориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Исследовались дифракционные кривые препаратов: а) воздушно-сухих, б) насыщенных этиленгликолем, в) обработанных 1Н HCl на водяной бане. Съёмка проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, излучение CuK α , Ni фильтр, 30 кВ, 30 мА (аналитик С.Ю. Симакова).

Весь собранный каменный и шлифовый материал хранится в музее имени А.А. Чернова Института геологии имени акад. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, коллекция ИГКНЦ № 392.

СТРАТИГРАФИЯ

Изучение фораминифер в ориентированных шлифах показало, что в карьере “Ихнитовый” вскрыты породы башкирского яруса, а в разрезе “Выемка” – породы верейского горизонта нижнемосковского подъяруса.

Карьер “Ихнитовый”

Здесь в разрезе видимой мощностью 6.6 м выделяются аскынбашский горизонт нижнебашкирского подъяруса, а также верхнебашкирский подъярус в составе ташастинского и асатаусского горизонтов. В целом весь разрез сложен неравномерным чередованием светло-серых толстоплитчатых кораллово-водорослевых известняков и серых тонкозернистых горизонтально-слоистых пелоидно-биокластовых и биокластово-пелоидных известняковых песчаников с более редкими прослоями зеленоватых глин хлорит-иллитового состава. В единичных случаях отмечаются известняки биокластовые и пелитоморфно-биокластовые тонкопесчанистые (рис. 2–4; табл. I):

Аскынбашский горизонт (слои 1–11) характеризуется фораминиферами *Bradyina magna* Roth et Skinner, *Eoschubertella mosquensis* (Raus.), *E. obscura* (Lee et Chen), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. grandis* Schlyk., *Ps. paracompressa* Saf., *Semistaffella* sp., *S. variabilis* Reitl. (табл. I, 2), *Globivalvulina moderata* Reitl. Хотя отложения не содержат таких видов-индексов, как *Pseudostaffella praegorsky* Raus. и *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kireeva), нижняя граница аскынбашского горизонта определяется также по появлению фораминифер *Ps. paracompressa* Saf. (Николаев, 2005; Иванова, 2008), которые отмечаются уже в слое 4. Граница аскынбашского и вышележащего ташастинского горизонта совпадает с границей ниже- и верхнебашкирских подъярусов. Видимая мощность 2.7 м.

Ташастинский горизонт (слои 12–14) содержит фораминиферы *E. obscura* (Lee et Chen), *E. bluensis* Ross et Sabins, *E. mosquensis* (Raus.), *Schubertella gracilis* Raus., *Ps. grandis* Schlyk., *Ps. paracompressa* Saf. *Profusulinella primitiva* Sosn. Нижняя граница его определяется по появлению в разрезе зонального вида *Profusulinella primitiva*. Мощность горизонта 1.4 м.

Асатауский горизонт охарактеризован следующим комплексом фораминифер: *Pr. primitiva* Sosn., *Ovatella oblonga* (Pot.), *O. subovata* (Saf.), *O. ovata* (Raus.), *O. ex gr. sokolensis* (R. Ivan.), *Depratina* (*Profusulinella*) cf. *prisca* (Deprat), *Aljutovella lepida* Leont., *Al. fallax* (Raus.), *A. ex gr. aljutovica* (Raus.),

Рис. 2. Литологическая колонка карьера “Ихнитовый” и разреза “Выемка”.

ОУМ – колебания относительного уровня моря, стрелка указывает на углубление. B2-4–B1-4 – парасеквенции. 1 – глины, 2 – известняки глинистые пелитоморфные, 3 – известняки органогенные (биокластовые), 4 – известняковые песчаники, 5 – водоросли, 6 – пелоиды, 7 – силикокластический материал, 8 – карбонатные литокласты, 9 – криноиды, 10 – кораллы, 11 – фузулиниды, 12 – брахиоподы, 13 – остракоды, 14 – биотурбация.

Fig. 2. Lithological log of the “Ikhnitovyi” quarry and “Vyemka” section.

ОУМ – relative sea level fluctuations, the arrow indicates a deepening. B2-4–B1-4 – parasequences. 1 – clays, 2 – clayey-micritic limestones, 3 – organic (bioclastic) limestones, 4 – grainstones, 5 – algae, 6 – peloids, 7 – siliciclastic material, 8 – carbonate lithoclasts, 9 – crinoid ossicles, 10 – corals, 11 – fusulinids, 12 – brachiopods, 13 – ostracods, 14 – bioturbation.

E. obscura (Lee et Chen), *E. mosquensis* (Raus.), *Sch. gracilis* Raus., *Sch. porrecta* R.Ivan., *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Ps. ex gr. shidalensis* R.Ivan., *Ps. grandis* Schlyk. Видимая мощность горизонта 2.5 м.

В отличие от Восточно-Европейской платформы (Алексеев, 2008) и прилегающих к ней территорий (Стратиграфические..., 1993) в изученном разрезе не встречены зональные формы асатауского горизонта *Tikhonovichiella tikhonovichi* и *Verella spicata*, однако возраст отложений подтверждается появлением нескольких видов рода *Ovatella* (*O. oblonga*, *O. subovata*, *O. ovata*, *O. ex gr. sokolensis*), первыми *Depratina* (*Profusulinella*) *prisca* и *Aljutovella* (*fallax*, *lepida*) (Иванова, 2008). Кроме того, на асатауский возраст указывают фузулиниды *Sch. porrecta* и водоросли *Donezella lunaensis*, также впервые появляющиеся в верхнебашкирских отложениях. Почти аналогичное сообщество фораминифер и водорослей для асатауского горизонта наблюдается на Среднем Урале в разрезе “Сокол” (Иванова, 1999). Обычно в большинстве разрезов Среднего Урала верхнебашкирские отложения либо отсутствуют, либо представлены терригенной колослейкинской свитой (Чувашов, Мизенс, 1991). В этой связи на Среднем Урале, а также в прилегающих к нему регионах, где этот интервал представлен терригенными породами, зональная форма верейского горизонта *Aljutovella aljutovica* появляется выше его основания на 2.0–2.5 м (Иванова, 1999, 2008; Вилесов, 2002).

Изученный разрез “Ихнитовый” относится к рецессивному типу, т. е. характеризуется минимальными мощностями горизонтов. В подобных разрезах проследить закономерность и момент появления первых зональных форм практически невозможно, тем более что отложения башкирского яруса здесь заканчиваются толщей глин. Нижневерейские отложения на Южном Тимане также представлены 11-метровой глинистой толщей (Воложанина, 1959; Гуревич и др., 1965), но в изученных разрезах они не вскрыты. Известно (Рейтлингер, 1963), что появление элементов новой фауны происходит еще в пределах более древнего сообщества, но не всякое новое есть показатель этапа в развитии фауны и не всегда обосновывает биостратиграфическую границу. Кроме того, башкирские

отложения в разрезе карьера “Ихнитовый” сильно биотурбированы. В литературе описаны случаи нахождения более молодых раковин планктонных фораминифер в шпрейтах ходов *Zoophycos*. При этом разница возраста фораминифер и вмещающего осадка может составлять от первых тыс. лет (Lowemark, Grootes, 2004) до 10 тыс. лет (Leuschner et al, 2002). Такой феномен также нельзя исключать.

Разрез “Выемка”

Разрез расположен в выемке лесовозной дороги примерно в 4.5 км к ССВ от карьера “Ихнитовый” (см. рис. 1). Здесь вскрываются отложения верейского горизонта, представленные известняковыми пелоидно-биокластовыми песчаниками с прослоями пелитоморфно-биокластовых брахиоподовых разностей (см. рис. 2, 5; табл. II). Породы содержат фораминиферы *Pr. primitiva* Sosn., *Pr. chernovi* Raus., *Sch. gracilis* Raus., *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Ps. subquadrata* Grozd et Leb., *Staffellaformes staffellaeformis* (Kir.), *D. (Pr.) prisca* (Deprat), *D. (Pr.) cf. prisca* (Depart), *D. (Pr.) eoprisca* R. Ivan., *Parastaffella* sp., *Al. aljutovica* (Raus.), *Al. ex gr. aljutovica* Raus., *E. obscura* (Lee et Chen), *E. mosquensis* (Raus.), *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., *E. cf. triangula* Raus. et Bel., *E. triangula* cf. *rasdorica* (Putrja), *E. triangula minima* Malakh., *E. tashlensis* Malakh., *Paraeofusulina trianguliformis* (Putrja), *Neostaffella ivanovi* (Raus), *Ozawainella paratingi* Man., *Oz. aurora* Grozd. et Leb. Видимая мощность горизонта 1.9 м.

Возраст отложений устанавливается по нахождению таких индекс-видов фузулинид, как *D. (Pr.) prisca* и *Al. aljutovica*. Однако, в слоях 3–5 комплекс фораминифер похож на таковой цнинского горизонта московского яруса. Этот горизонт был принят для территории Восточно-Европейской платформы (Соловьева, 1984; Губарева, 1990; Губарева, Сунгатуллина, 2006), а позднее распространен и на Урал (Иванова, 2002, 2008, 2010). Он отвечает нижней части каширского горизонта московского яруса. Однако в изученном разрезе отсутствует зональная форма *Priscoidea priscoidea*. Интервал слоев 3–5 характеризуется разнообразными пред-

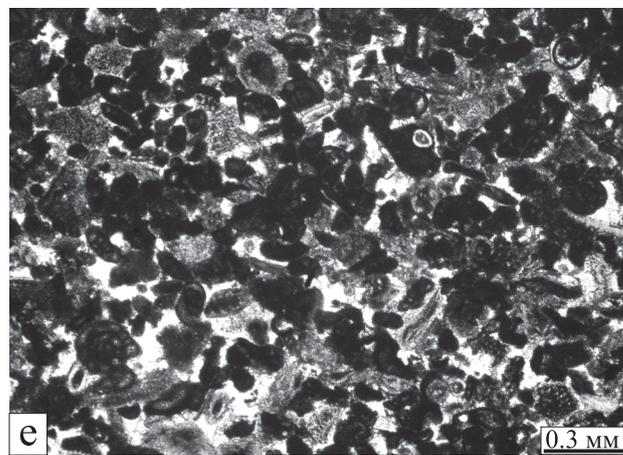
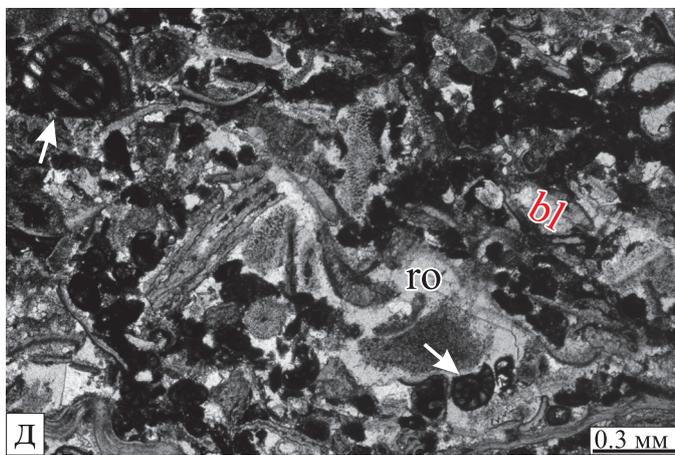
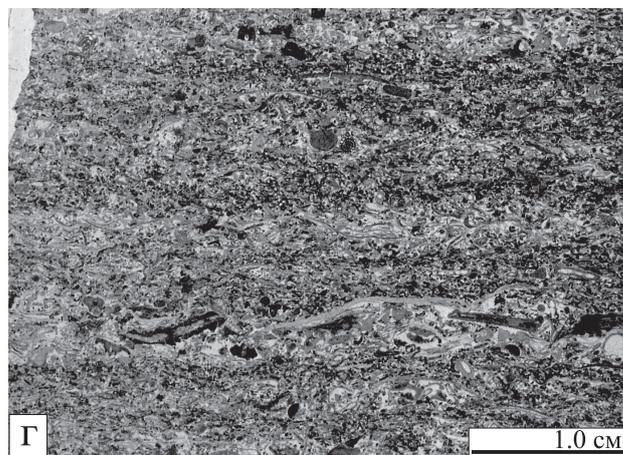
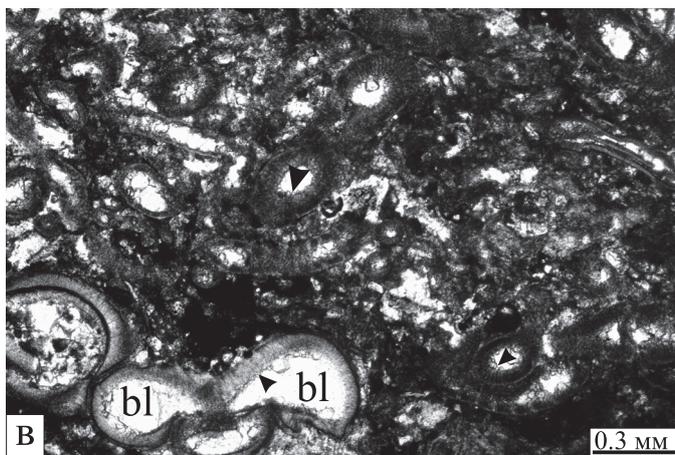
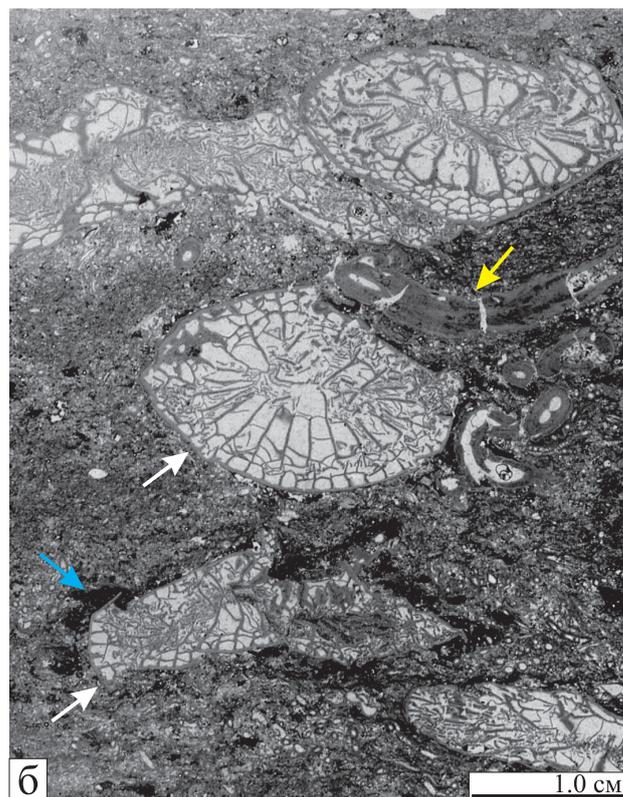
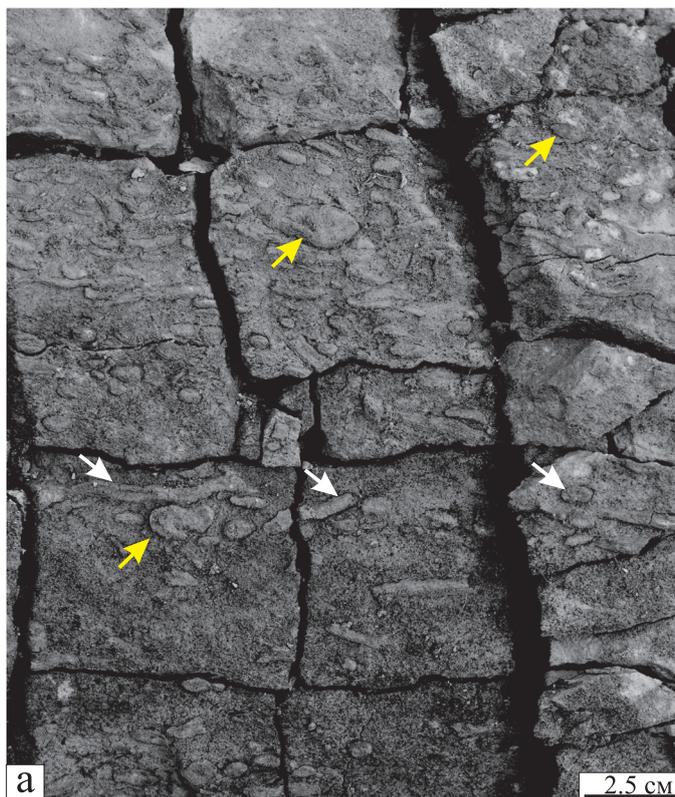


Рис. 3. Характерные типы пород башкирского яруса в карьере “Ихнитовый”.

а – водорослево-коралловый толстоплитчатый известняк. Слой 2. Белые стрелки указывают на кораллы (ругозы), желтые – на колонии хететид. Полевое фото С.Н. Игнатова. б – известняк водорослево-коралловый. Белые стрелки указывают на ругоз, желтые – на табулят. Голубые стрелки показывают микробиальные обрастания вокруг некоторых ругоз. Слой 2. Шлиф тн3/2. в – Многочисленные талломы зеленых водорослей. Стрелки указывают на ранние скаленоэдрические цементы типа “собачьих клыков”. bl – блоковый спаритовый кальцит. Слой 2. Шлиф тн3/2. г – биокластово-пелоидный известняк с тонкой горизонтальной слоистостью, образованной более крупными биокластами, ориентированными вдоль поверхностей напластования. Слой 18. Шлиф тн4/8. д – деталь биокластово-пелоидного известняка. Многие пелоиды имеют неправильную форму. Белые стрелки указывают на растворение части раковин фораминифер из-за литостатического давления. ro – синтаксиальное разрастание вокруг членика криноидеи, формирование которого произошло до растворения части раковины фораминиферы (стрелка). bl – блоковый спарит. Слой 18. Шлиф тн4/8. е – биокластово-пелоидный известняк. Округлые пелоиды указывают на их фекальное происхождение. Слой 10. Шлиф тн3/9.

Fig. 3. Characteristic rock types of the Bashkirian in the “Ikhnitovyi” quarry.

a – algae-coral thick-bedded limestone. White arrows indicate Rugose corals, yellow arrows indicate chaetetid colonies. Field photo by S.N. Ignatov. б – algal-coral limestone. White arrows indicate rugose corals, yellow arrows indicate tabulate corals. The blue arrows mark the microbial overgrowths surrounding some of the rugose corals. Layer 2. Thin-section #тн3/2. в – numerous green algae thalli. Arrows mark the early scalenohedral cementation of the dog tooth type. bl – blocky sparite. Layer 2. Thin-section #тн3/2. г – bioclastic-peloidal limestone with thin horizontal stratification formed by larger bioclasts oriented along the bedding surfaces. Layer 18. Thin-section #тн4/8. д – details of bioclastic-peloidal limestone. Most of the peloids are irregular in shape. White arrows indicate the dissolution of some foraminiferal tests due to the lithostatic pressure. Ro – syntaxial overgrowth surrounding the crinoid ossicles which formation predates the partial dissolution of foraminiferal tests (marked by an arrow). bl – blocky sparite. Layer 18. Thin-section #тн4/8. е – bioclastic-peloidal limestone. Oval-shaped peloids indicate the faecal origin. Layer 10. Thin section #тн3/9.

ставителями *Eofusulina* (*E. triangula*, *E. triangula rasdorica*, *E. triangula minima*, *E. tashlensis*), которые, наряду с зональными видами *D.(Pr.) prisca* и *Al. aljutovica*, маркируют начало московского века на Урале (Иванова, 2015). В верхах же верейского и в цнинском горизонте появляются более сложно устроенные виды *Paraeofusulina* (Иванова, 2015). Кроме того, основные формамы зоны *Priscoidea priscoidea* (цнинского горизонта) – озаваинеллы, в числе которых характерным видом является *Oz. paratingi* Man. (Иванова, 2008). Все эти данные позволяют соотнести слои 3–5 в разрезе “Выемка” с цнинским горизонтом московского яруса. В то же время, учитывая отсутствие зональной формы цнинского горизонта *Priscoidea priscoidea* и находки эофузулининовых комплексов в верхах верейского горизонта других разрезов на юге Восточного Урала (Иванова, 2008), можно считать все слои разреза “Выемка” верхневрейскими, не разделяя их на верейский и цнинский горизонты.

Основные сведения о каменноугольных отложениях в рассматриваемом районе получены при изучении керн скважин, пробуренных на Зеленецкой площади (Гуревич и др., 1965; Воложанина, 1959), в 30 км севернее карьера “Ихнитовый”. Изученные аскынбашский, ташастинский и асатауский горизонты соответствуют интервалу средней и верхней частей башкирского яруса в работе П.П. Воложаниной (1959). Севернее изученных разрезов, на Зеленецкой площади, они сложены тонкозернистыми вторичными доломитами с подчиненными прослоями органогенно-обломочных, оолитовых и скрытокристаллических известняков. В нижней части этого интервала отмечаются также немногочисленные включения желтовато-серых и серых

кремней. Эти породы значительно отличаются от изученных в карьере “Ихнитовый”, представленных в основном известняками без каких-либо следов доломитизации. Отложения верхней части верейского горизонта в целом сходны и имеют преимущественно известняковый (органогенный, обломочный, оолитовый) состав. Кроме того, для этого стратиграфического диапазона характерны многочисленные проявления твердых битумов и жидкой нефти, приуроченные к трещинам и кавернам в известняках (Воложанина, 1959). В изученных породах разреза “Выемка” такие каверны многочисленны (см. рис. 5б–д), хотя не имеют проявлений углеводородов. Если они и имелись, то могли быть вымыты из пород в результате современных процессов выветривания.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Породообразующие компоненты

Среди осадочных компонентов большое распространение имеют органические остатки и пелоиды. Терригенный материал распространен в меньшей степени и ограничен только башкирским интервалом.

Органогенная составляющая представляет важную часть изученных пород. В первую очередь обращает на себя внимание обилие и разнообразие ископаемых водорослей в башкирских отложениях (см. табл. I). Наиболее многочисленны зеленые водоросли, включающие в себя 11 видов, относящихся к 6 родам (*Beresella translucida*, *B. polyramosa*, *B. erecta*, *B. ishimica*, *Dvinella distorta*, *Dv. bifurcata*, *Claracrusta catenoides*, *Donezella*

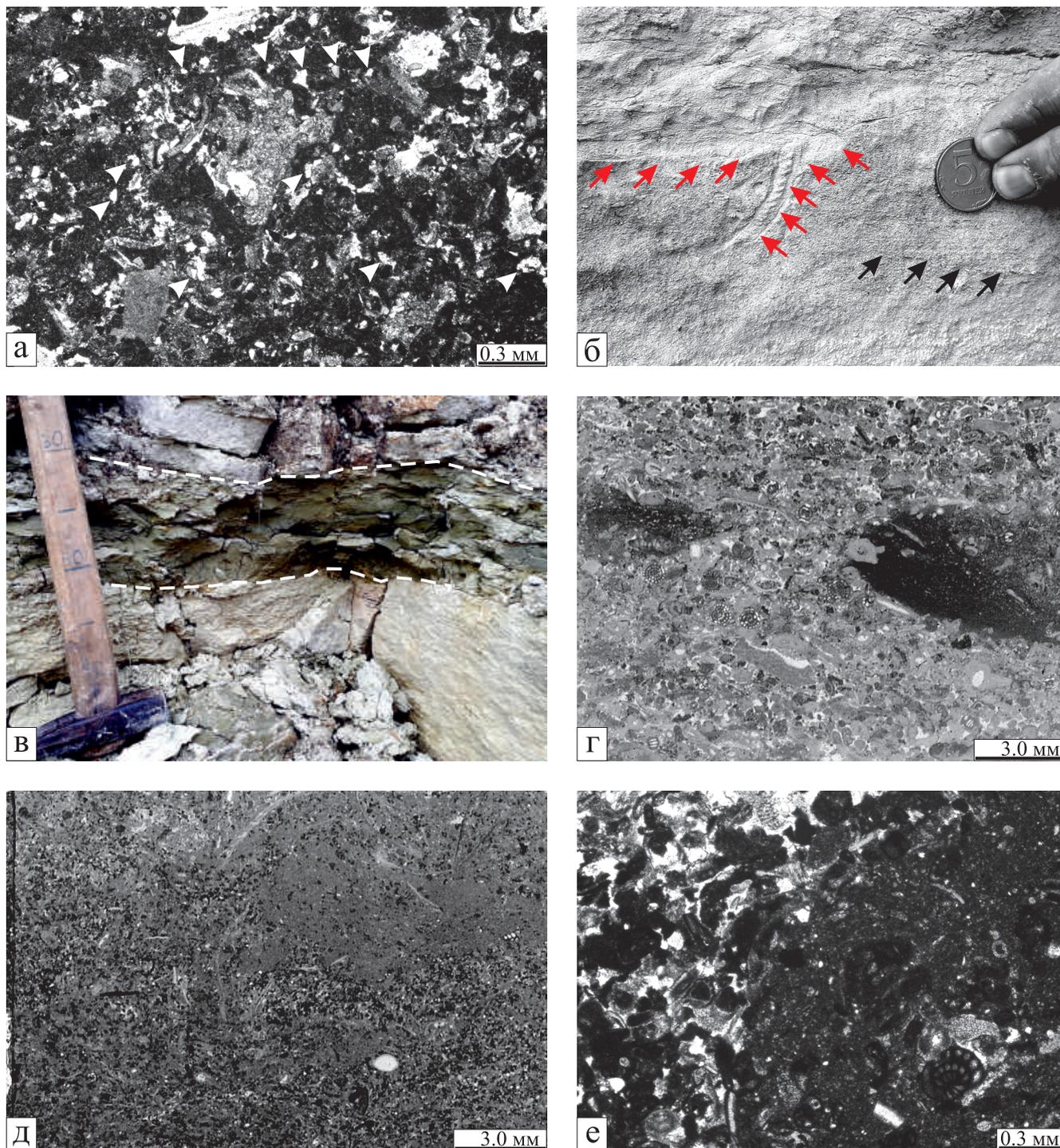


Рис. 4. Характерные типы пород башкирского яруса в карьере “Ихнитовый” и биотурбация.

а – сильно биотурбированный глинисто-пелитоморфный биокластовый известняк. Белые стрелки указывают на терригенный материал, характерный компонент этих пород. Слой 1. Шлиф тн3/1. б – ход *Zoophycos* (красные стрелки) в известняковом песчанике. Первичная тонкая горизонтальная слоистость видна лишь в непереработанных биотурбацией участках (черные стрелки). Слой 7. Полевое фото С.Н. Игнатова. в – зеленоватые глины. Границы слоя подчеркнуты белой пунктирной линией. Слой 19. Полевое фото С.Н. Игнатова. г – известняк пеллоидно-биокластовый с глинистым материалом, (темные пятна), занесенным биотурбацией. Слой 17. Шлиф тн4/7. д – известняк биокластово-пеллоидный. В верхней части изображения – глинистый материал, внедренный в осадок биотурбацией. Слой 14. Шлиф тн4/4. е – глинисто-пелитоморфный матрикс (справа) внутри биокластово-пеллоидного известняка (слева), характеризующегося кристаллическим кальцитовым цементом (светлые участки). Слой 13. Шлиф тн4/3.

Fig. 4. Characteristic rock types of Bashkirian deposits of the “Ikhnitovyi” quarry, and bioturbation.

а – intensively bioturbated clayey-micritic bioclastic limestone. White arrows mark silicoclastics, a typical component of this rock sample. Layer 1. Thin-section #тн3/1. б – *Zoophycos* burrows (red arrows) within the fine-grained grainstones. Primary thin horizontal lamination is visible in non-bioturbated areas only (marked by black arrows). Layer 7. Field photo by S.N. Ignatov. в – greenish clays. The layer surfaces are marked by the white dotted line. Layer 19. Field photo by S.N. Ignatov. г – Peloid-bioclastic limestone with clayey material (dark spots) introduced by bioturbation. Layer 17. Thin-section #тн4/7. д – bioclastic-peloidal limestone. Clay material which can be observed in the upper part of image was intruded into the carbonate sediment by bioturbation. Layer 14. Thin-section #тн4/4. е – clayey-micritic matrix (on the right) within a bioclastic-peloidal limestone (on the left) characterized by the presence of crystalline calcite cement (light areas). Layer 13. Thin-section #тн4/3.

lutugini, *D. lunaensis*, *Kamaena itkillikensis*, *Fasciella ivanovae*). Красные водоросли, хотя иногда и являются заметной частью органогенной составляющей, имеют более бедный состав. Наиболее часто среди них встречаются *Ungdarella gracilissima*; остальные виды – *U. uralica*, *Pseudostacheouides loomisi*, *Aoujagalia* sp., *Eflugelia johnsoni* – отмечаются спорадически. Традиционно водоросли считаются обитателями мелких, хорошо освещенных теплых морей. Согласно данным Э. Флюгеля (Flügel, 2010), современные дазикладовые водоросли (к которым он относит водоросли семейства Beresellaceae Masl. et Kul.) встречаются в основном в тропических и субтропических широтах. Их распределение контролируется температурой воды (теплые воды в изоклине 20°), а также субстратом и соленостью. Причем известно, что некоторые современные таксоны адаптированы не только к нормально-морским условиям, но также и к солоноватым и гиперсоленым средам. Красные водоросли, в свою очередь, более толерантны к температурам, но более требовательны к гидрохимическому режиму (преимущественно нормально-морская соленость). Таким образом, обилие и разнообразие зеленых водорослей и более редкие и однотипные красные водоросли могут указывать на некоторые вариации солености. Раковины фузулинид имеют подчиненное значение и, кроме того, часто характеризуются бедным таксономическим составом, что, по всей видимости, также поддерживает некоторые ограничения со стороны окружающей среды, например солености окружающих вод. Имеется только одно исключение: таксономически богатый комплекс фузулинид отмечен для слоя 15 (содержит разнообразные *Ovatella*, а также *Aljutovella*, *Depratina*, *Profuulinella* и *Schubertella*). Они происходят из слоя кораллово-водорослевых известняков, которые, по всей видимости, отвечают морской ингрессии (см. раздел “Цикличность”) и наступлению нормальноморских условий.

Остальные органогенные остатки, такие как фрагменты кораллов, створки брахиопод и членики криноидей, являются обычными компонентами в отдельных слоях, но практически нигде не преобладают. Раковины остракод единичны.

Пелоиды. Термин “пелоид” употребляется в названии пород в описательном смысле. Это бесструктурные микротовые осадочные компонен-

ты размером до 0.25 мм или более (см. рис. 3в–е, рис. 4а, д, е, рис. 5б–ж), которые часто составляют более 50% объема породы. Пелоиды имеют полигенное происхождение (Flügel, 2010). В изученном разрезе часть из них может являться фекальными пеллетами, так как часть пелоидов имеет округлую продолговатую форму и иногда ассоциируется с ходами *Rhizocorallium* (рис. бд). Пелоиды неправильной формы, вероятно, относятся к обломкам пелитоморфных известняков. В крайне редких случаях в пелоидах можно увидеть слабо различимую теньевую структуру органогенных остатков, что характеризует еще один тип зерен – кортоиды. Таким образом, значительная часть данного осадочного материала представляет собой мелкие обломки пелитоморфных известняков и, по всей видимости, фекальные пеллеты.

Терригенные частицы. Терригенный материал представлен как песчано-алевритовыми зернами, так и глинистым веществом. Песчано-алевритовые зерна в небольших количествах (в единичных случаях достигая 10–15%) повсеместно встречаются в породах башкирского яруса, но полностью исчезают из московских отложений. Преимущественно это зерна кварца тонкопесчаной размерности и разной степени окатанности. Отмечаются единичные зерна полевых шпатов и обломки кварцитов.

Глинистый материал как слагает самостоятельные слои мощностью от первых сантиметров до 0.2 м, так и находится в виде пятен (по ходам роющих организмов) в карбонатах. Важно отметить, что глины пластичные, размокающие в воде и в излученных разрезах до сих пор не превращены в аргиллиты. Фазовый состав четырех образцов глин близок: преобладают иллит и хлорит (хлорит/сметтит), содержащие небольшое количество разбухающих слоев, т. е. фактически являются смешаннослойными фазами. Разбухающая фаза представлена преимущественно смешаннослойным иллит/сметтитом. В нижнебашкирских отложениях достоверно диагностируется каолинит. Иллит обычно является результатом частичного гидролиза мусковита и продуктом изменения при превращении полевых шпатов в каолинит. Хлориты в изобилии встречаются в метаморфических горных породах.

Таким образом, первичным источником терригенного материала (обломки кварца, полевых шпатов и кварцитов, а также глинистый материал)

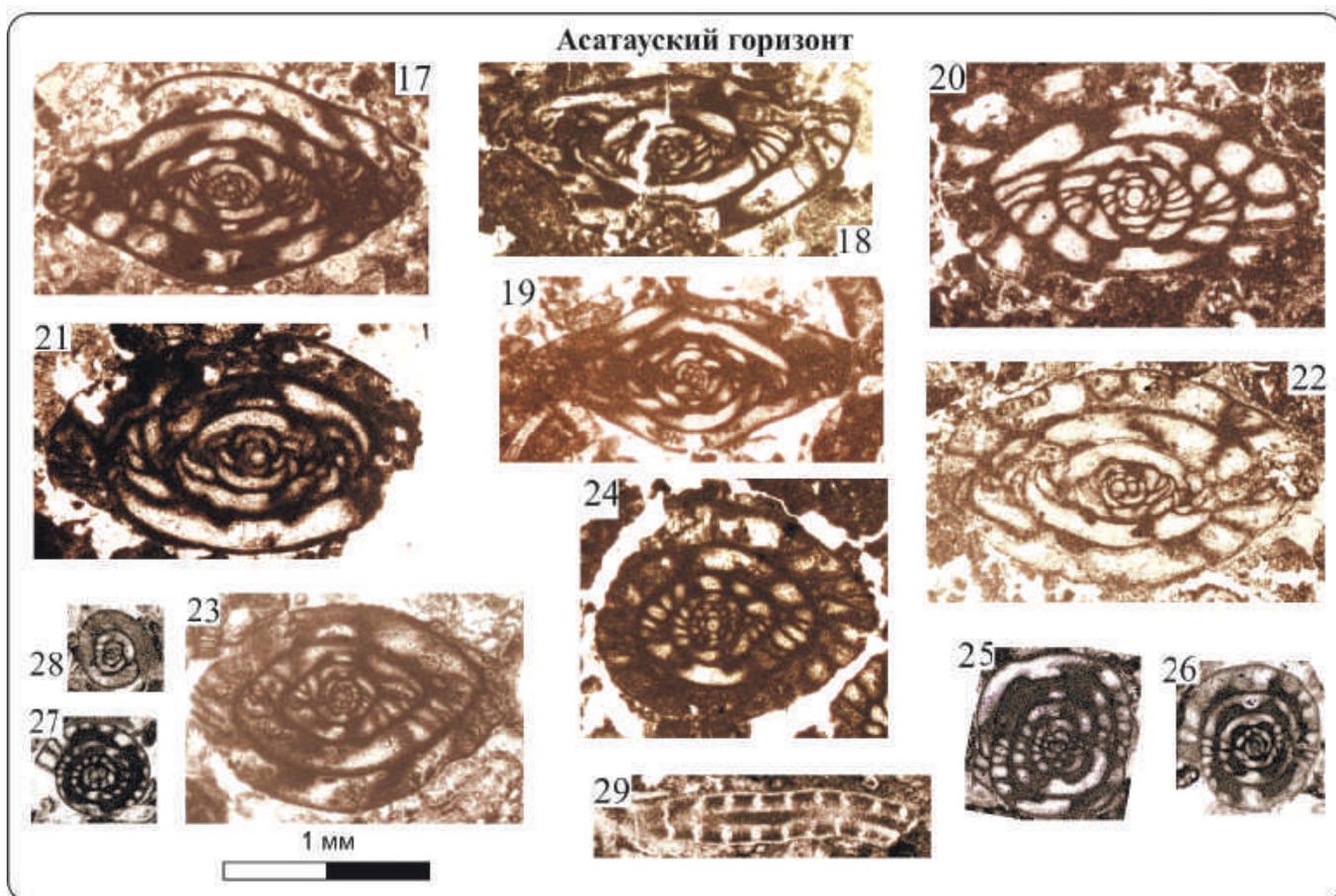
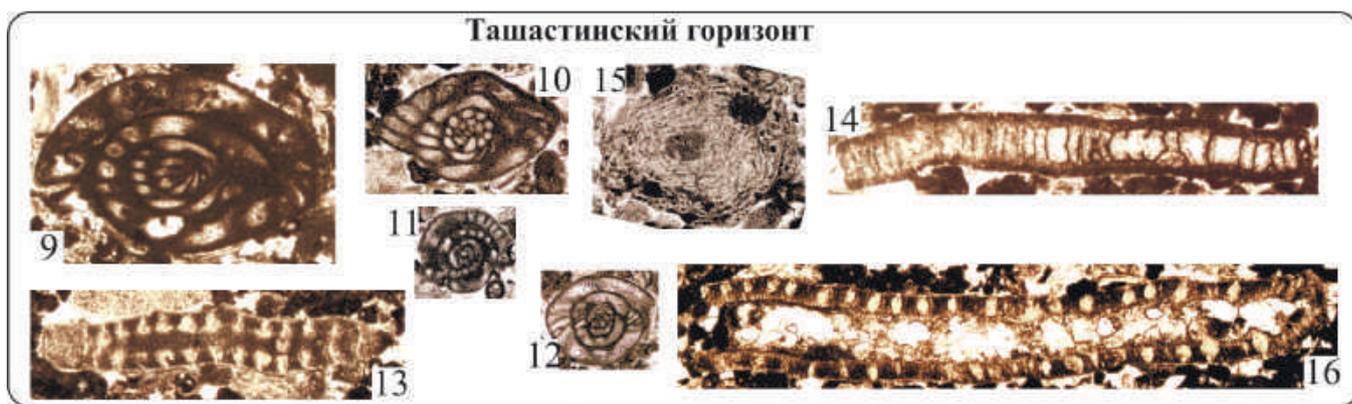


Таблица I. Характерные комплексы фораминифер и водорослей в разрезе карьера “Ихнитовый”.

1–8 – комплекс аскынбашского горизонта, 9–16 – комплекс ташастинского горизонта, 17–29 – комплекс асатауского горизонта башкирского яруса. 1 – *Pseudostaffella paracompressa* Saf., обр. тн3/3, шл. 1; 2 – *Semistaffella variabilis* Reitl., обр. тн3/6, шл. 1; 3 – *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), обр. тн3/3, шл. 3; 4 – *Pseudostaffella grandis* Schlyk., обр. тн3/3, шл. 5; 5 – *Beresella translucea* Kul., обр. тн3/3; 6 – *Fasciella ivanovae* Salt., обр. тн3/3, шл. 1; 7 – *Beresella polyramosa* Kul., обр. тн3/3, шл. 1; 8 – *Pseudostacheoides loomisi* Petryk et Mamet, обр. тн3/6, шл. 5; 9 – *Profusulinella primitiva* Sosn., обр. тн4/2, шл. 4; 10 – *Schubertella gracilis* Raus., обр. тн4/2, шл. 2; 11 – *Eoschubertella mosquensis* (Raus.), обр. тн4/3; 12 – *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, обр. тн4/2, шл. 2; 13 – *Dvinella bifurcata* Masl. et Kul., обр. тн4/2, шл. 5; 14 – *Beresella translucea* Kul., обр. тн4/2, шл. 1; 15 – *Claracrusta catenoides* (Homann), обр. тн4/3, шл. 5; 16 – *Dvinella distorta* Kul., обр. тн4/3, шл. 5; 17 – *Aljutovella ex gr. aljutovica* (Raus.), обр. тн4/5, шл. 1; 18 – *Aljutovella lepida* Leont., обр. тн4/5, шл. 1; 19 – *Aljutovella fallax* (Raus.), обр. тн4/5, шл. 4; 20 – *Ovatella oblonga* (Pot.), обр. тн4/5, шл. 5; 21 – *Ovatella sokolensis* (R. Ivan.), обр. тн4/5, шл. 6; 22 – *Ovatella ovata* (Raus.), обр. тн4/5, шл. 9; 23 – *Ovatella subovata* (Saf.), обр. тн4/5, шл. 8; 24 – *Depratina (Profusulinella) cf. prisca* (Deprat), обр. тн4/5, шл. 3; 25 – *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), обр. тн4/6, шл. 5; 26 – *Pseudostaffella ex gr. shidaliensis* R.Ivan., обр. тн4/10, шл. 5; 27 – *Pseudostaffella grandis* Schlyk., обр. тн4/10, шл. 5; 28 – *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, обр. тн4/11, шл. 2; 29 – *Beresella translucea* Kul., обр. тн4/11.

Table I. Typical assemblages of foraminifers and alae of the “Ikhnitovyi” quarry section.

1–8 – Assemblage of the Askynbashian Regional Stage, 9–16 – Assemblage of the Tashastian Regional Stage, 17–29 – Assemblage of the Asatausian Regional Stage. 1 – *Pseudostaffella paracompressa* Saf., sample #тн3/3, thin-section 1; 2 – *Semistaffella variabilis* Reitl., sample #тн3/6, thin-section 1; 3 – *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), sample #тн3/3, thin-section 3; 4 – *Pseudostaffella grandis* Schlyk., sample #тн3/3, thin-section 5; 5 – *Beresella translucea* Kul., sample #тн3/3; 6 – *Fasciella ivanovae* Salt., sample #тн3/3, thin-section 1; 7 – *Beresella polyramosa* Kul., sample #тн3/3, thin-section 1; 8 – *Pseudostacheoides loomisi* Petryk et Mamet, sample #тн3/6, thin-section 5; 9 – *Profusulinella primitiva* Sosn., sample #тн4/2, thin-section 4; 10 – *Schubertella gracilis* Raus., sample #тн4/2, thin-section 2; 11 – *Eoschubertella mosquensis* (Raus.), sample #тн4/3; 12 – *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, sample #тн4/2, thin-section 2; 13 – *Dvinella bifurcata* Masl. et Kul., sample #тн4/2, thin-section 5; 14 – *Beresella translucea* Kul., sample #тн4/2, thin-section 1; 15 – *Claracrusta catenoides* (Homann), sample #тн4/3, thin-section 5; 16 – *Dvinella distorta* Kul., sample #тн4/3, thin-section 5; 17 – *Aljutovella ex gr. aljutovica* (Raus.), sample #тн4/5, thin-section 1; 18 – *Aljutovella lepida* Leont., sample #тн4/5, thin-section 1; 19 – *Aljutovella fallax* (Raus.), sample #тн4/5, thin-section 4; 20 – *Ovatella oblonga* (Pot.), sample #тн4/5, thin-section 5; 21 – *Ovatella sokolensis* (R. Ivan.), sample #тн4/5, thin-section 6; 22 – *Ovatella ovata* (Raus.), sample #тн4/5, thin-section 9; 23 – *Ovatella subovata* (Saf.), sample #тн4/5, thin-section 8; 24 – *Depratina (Profusulinella) cf. prisca* (Deprat), sample #тн4/5, thin-section 3; 25 – *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), sample #тн4/6, thin-section 5; 26 – *Pseudostaffella ex gr. shidaliensis* R.Ivan., sample #тн4/10, thin-section 5; 27 – *Pseudostaffella grandis* Schlyk., sample #тн4/10, thin-section 5; 28 – *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, sample #тн4/11, thin-section 2; 29 – *Beresella translucea* Kul., thin-section #тн4/11, thin-section 3.

могли быть докембрийские породы, известные по скважинам и естественным выходам в пределах Джеджим-Парминской и Очь-Парминской возвышенностей, Вольско-Вымской гряды. Однако это не значит, что данные породы были вскрыты в башкирское время. Терригенный материал может быть переотложенным из нижневизейской толщи. Кроме того, глинистый материал мог иметь более удаленный источник и переноситься ветрами, осаждаясь в спокойноводных запрудах (ponds) во время понижения относительного уровня моря.

Осадочные текстуры и структуры

Среди осадочных текстур в башкирском интервале разреза иногда хорошо заметна тонкая горизонтальная слоистость (см. рис. 3г, 4б). Она обусловлена распределением биокластового и пелоидной составляющих. Кроме того, удлиненные биокласты (одиночные кораллы, раковины брахиопод и остракод) расположены параллельно поверхностям напластования (см. рис. 3а, б, г), что также подчеркивает эту слоистость. Обращает на себя внимание относительно хорошая сортировка осадочных компонентов (биокластов и пелоидов), попадающая преимущественно в мелко- или

среднепесчаную фракцию. Все эти данные свидетельствуют о механогенном происхождении большей части осадка (вне зависимости от генезиса самих компонентов). По данным Б.Р. Прайт с соавторами (Pratt et al., 2012), накопление таких преимущественно пелоидных песков происходит при медленных движениях вод со скоростью до 0.2 м/с.

Пелитоморфно-биокластовый брахиоподовый известняк (см. рис. 5а) в слое 4 разреза “Выемка” не является ракушняком, а, скорее, относится к типу раковинных наносов, так как практически не содержит целых раковин брахиопод. Здесь отдельные створки и их обломки, ориентированные преимущественно вдоль поверхностей напластования, находятся в более крупном биокластовом и литокластовом матриксе и переходят вверх по разрезу в мелкозернистый известняковый песчаник с неясной горизонтальной слоистостью. Эти данные также свидетельствуют о механогенном способе осадения зерен, но при значительно более высоких скоростях движения вод, возможно, при штормовом событии. Эти породы, таким образом, можно отнести к темпеститам.

Слоистые текстуры пород часто в той или иной степени нарушены биотурбацией (см. рис. 4б), иногда вплоть до образования комковатой текстуры.

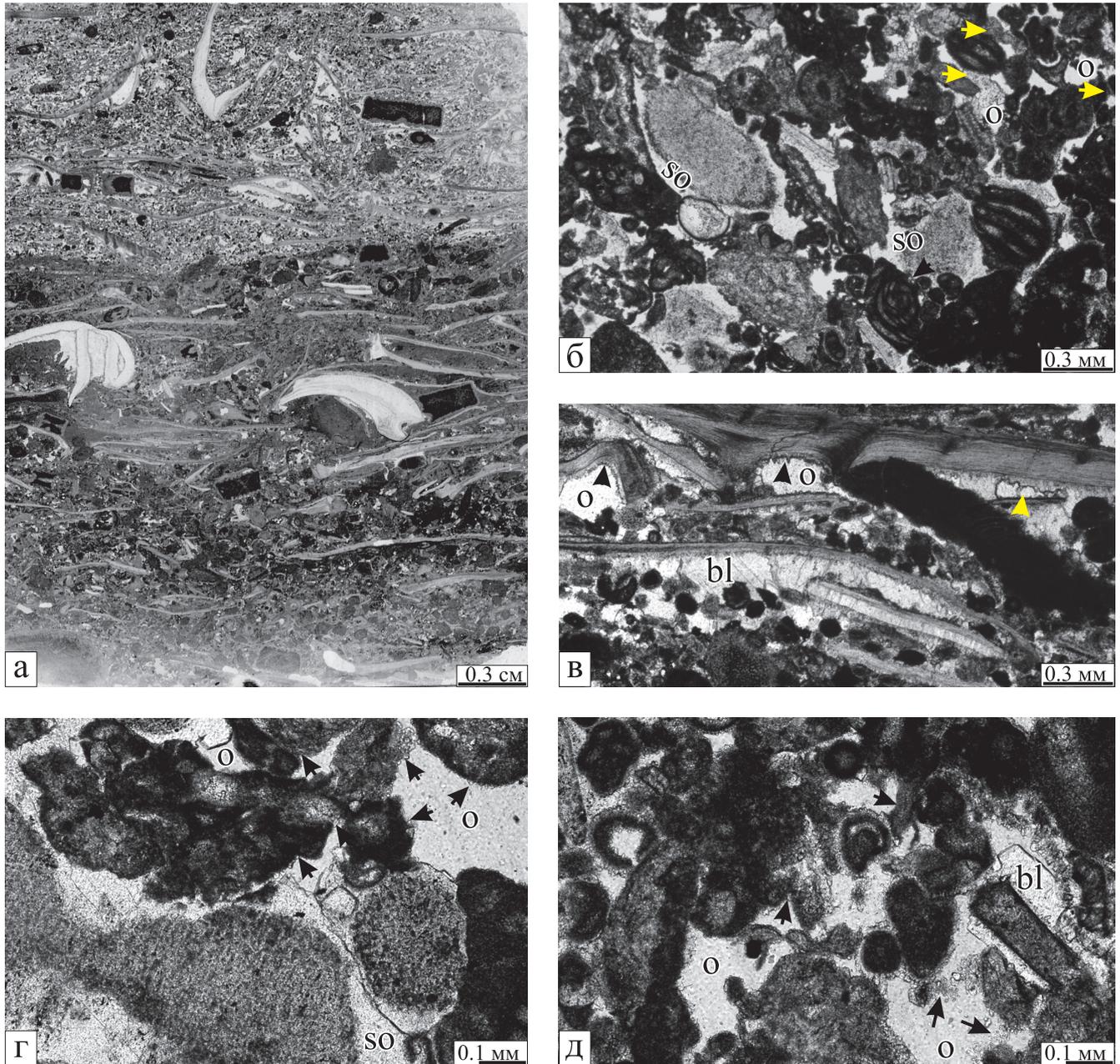


Рис. 5. Характерные типы пород разреза “Выемка”.

а – известняк пелитоморфно-биокластовый брахиоподовый. Слой 4. Шлиф тн2/4. б – известняковый песчаник пелоидно-биокластовый. Участки с развитием менискового цемента (желтые стрелки) и синтаксиального (so) разрастания вокруг члеников криноидей. О – открытая пористость. Черная стрелка указывает на частичное растворение раковины фузулиниды. Слой 1. Шлиф тн2/1. в – известняк пелоидно-биокластовый брахиоподовый. Черные стрелки указывают на ранние цементы типа “собачьих клыков”. В1 – блоковый спарит, о – открытые поры. Желтые стрелки указывают на остатки более ранних, но частично растворенных цементов. Слой 4. Шлиф тн2/4. г – известняковый песчаник пелоидно-биокластовый. Осадочные зерна связаны ранними вадозными цементами (черные стрелки), иногда образующими менисковые структуры, и синтаксиальным разрастанием кальцита вокруг члеников криноидей (so). Открытые поры (o). Слой 1. Шлиф тн2/1. д – известняковый песчаник пелоидно-биокластовый. Хорошо развиты ранние менисковые и типа «собачьих зубов» цементы вокруг осадочных зерен. Межзерновое пространство остается открытым (o), блоковый спарит (bl) развит частично. Слой 1. Шлиф тн2/1.

Fig. 5. Characteristic rock types of the “Vyemka” section.

а – pelotomorpho-bioclástico brachiopod limestone. Layer 4. Thin-section #тн2/4. б – peloidal-bioclástico grainstone. Areas with meniscus cements development (yellow arrows) and syntaxial overgrowth (so) around crinoid ossicles are observed. O – open porosity. The black arrow indicates partial dissolution of the fusulinid test. Layer 1. Thin-section #тн2/1. в – peloid-bioclástico bra-

chiopod limesne. Black arrows mark the early cement of dog tooth type. Bl – blocky sparite, j – open porosity. Yellow arrows mark the remains of earlier but partially dissolved cements. Layer 4. Thin-section #тн2/4. r – peloid-bioclastic grainstones. Sedimentary grains are bound by early vadose cements (*black arrows*), in places forming meniscus structures, and syntaxial overgrowth around crinoid ossicle (so). Open porosity (o). Layer 1. Thin-section #тн2/1. d – peloid-bioclastic grainstones. Early meniscus and dog tooth cements around sedimentary grains are well developed. The intergranular space remain open (o), blocky sparite (bl) is partially developed. Layer 1. Thin-section #тн2/1.

Если слои известняков перекрываются глинами, то ходы роющих организмов хорошо различаются в шлифах по появлению глинистого матрикса (см. рис. 4г). Однако, такие текстуры видны и в других слоях (см. рис. 4г–е). В этих случаях, вероятно, можно говорить о вероятном последующем размыве слоев глин. Когда известняки не покрывались глинами, следы роющих животных проявляются слабо и становятся заметны только на выветрелой поверхности (см. рис. 4б), или устанавливаются по участкам с беспорядочным расположением биокластов (см. рис. 3д).

Цикличность

Разрез башкирского яруса в карьере “Ихнитовый” имеет циклическое строение, однако циклиты неполные. Наиболее мористыми (относительно других) являются толстоплитчатые кораллово-водорослевые известняки, практически не содержащие терригенного материала. По всей видимости, они отвечают этапам ингрессии моря в полуизолированный бассейн. Более мелководными являются известняковые песчаники. На это указывает механогенная природа этих осадков, наличие сортированного обломочного (лито- и биокластового, в меньшей степени терригенного) материала, а также ассоциация с перекрывающими глинами. Кроме того, в известняковых песчаниках часто можно наблюдать увеличение степени биотурбации ближе к кровле слоев. Слои зеленоватых глин соответствуют перерывам карбонатного осадконакопления и, как правило, венчают регрессивные “мелеющие вверх циклиты” (shallowing upward cycles). Под слоями глин не обнаруживается каких-либо заметных следов эрозии (кроме кровли слоя 20), а глинистый материал по ходам роющих организмов проникает в верхнюю часть карбонатных слоев. Глинистые частицы могли приноситься ветрами и осаждался в спокойноводной обстановке в условиях ограниченного аккомодационного пространства. В некоторых случаях глинистые слои, по всей видимости, были размывы во время последующего подъема относительного уровня моря. Их вероятное присутствие можно установить по наличию интенсивно биотурбированных биокластово-пелитоморфных сильно глинистых известняков (слои 1 и 14, см. рис. 2) в кровле “мелеющих сверху циклитов”, содержащих также до 10–15% терригенного материала алевритовой размерности.

Таким образом, во вскрытом карьере “Ихнитовый” интервале разреза башкирского яруса мож-

но видеть части восьми циклитов, четыре из которых относятся к верхам нижнебашкирского подъяруса и четыре – к верхнебашкирскому подъярису. Мощность наиболее полных циклитов составляет 0.9–1.9 м (B1-3, B2-1 и B 2-3; см. рис. 2). Более мелкие и неполные циклиты имеют мощность, редко превышающую 0.5 м. По своей архитектуре, описанные циклиты относятся, по всей видимости, к типу “мелеющих вверх циклитов”. Эти высокочастотные осадочные циклы (парасеквенции) являются основой сиквенс-стратиграфических единиц карбонатных платформ. Такие парасеквенции ограничиваются незначительными морскими поверхностями затопления, по которым более глубоководные отложения резко перекрывают мелководные (Flügel, 2010). Эти колебания в среднекаменноугольное время, как правило, интерпретируются как отражение гляцио-эвстатических колебаний уровня моря (Montanez, Poulsen, 2013).

Ихнофоссилии

Как отмечалось ранее, в изученном разрезе ихнофоссилии встречены по всему вскрываемому интервалу, однако степень биотурбации увеличивается к верхним частям парасеквенций. В породах ходы чаще проявлены в виде полного рельефа и эпирельефа, реже встречается выпуклый гипорельеф. В целом для интервала отмечен следующий комплекс ихнотаксонов: *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *Rhizocorallium commune* Schmid, 1876, *Teichichnus cf. rectus* Seilacher, 1955, *Undichna unisulca* de Gibert et al., 1999, *Halopoa?* isp., *Lockeia* isp., *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp., *Skolitos?* isp., *Thalassinoides* isp., *Zoophycos* isp. Продуцентами большинства отмеченных следов являлись различные водные беспозвоночные преимущественно червеобразной формы. Мелкими двустворчатыми моллюсками оставлены следы покоя *Lockeia*, сохранившиеся в виде гипорельефа. Ходы *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* и некоторые *Planolites*, по всей видимости, принадлежали ракообразным и/или полихетам. Единично отмеченный след *Undichna* (рис. 6г) оставлен, вероятно, проплывавшей рыбой. Одиночные синусоидально изогнутые следы *U. unisulca* обычно интерпретируют как результат касания дна хвостовым или анальным плавником, и их продуцентами могли выступать представители различных групп ихтиофауны (Carbonatto, Melchor, 2014). Похожие следы из фациально близких пенсильванских отложе-

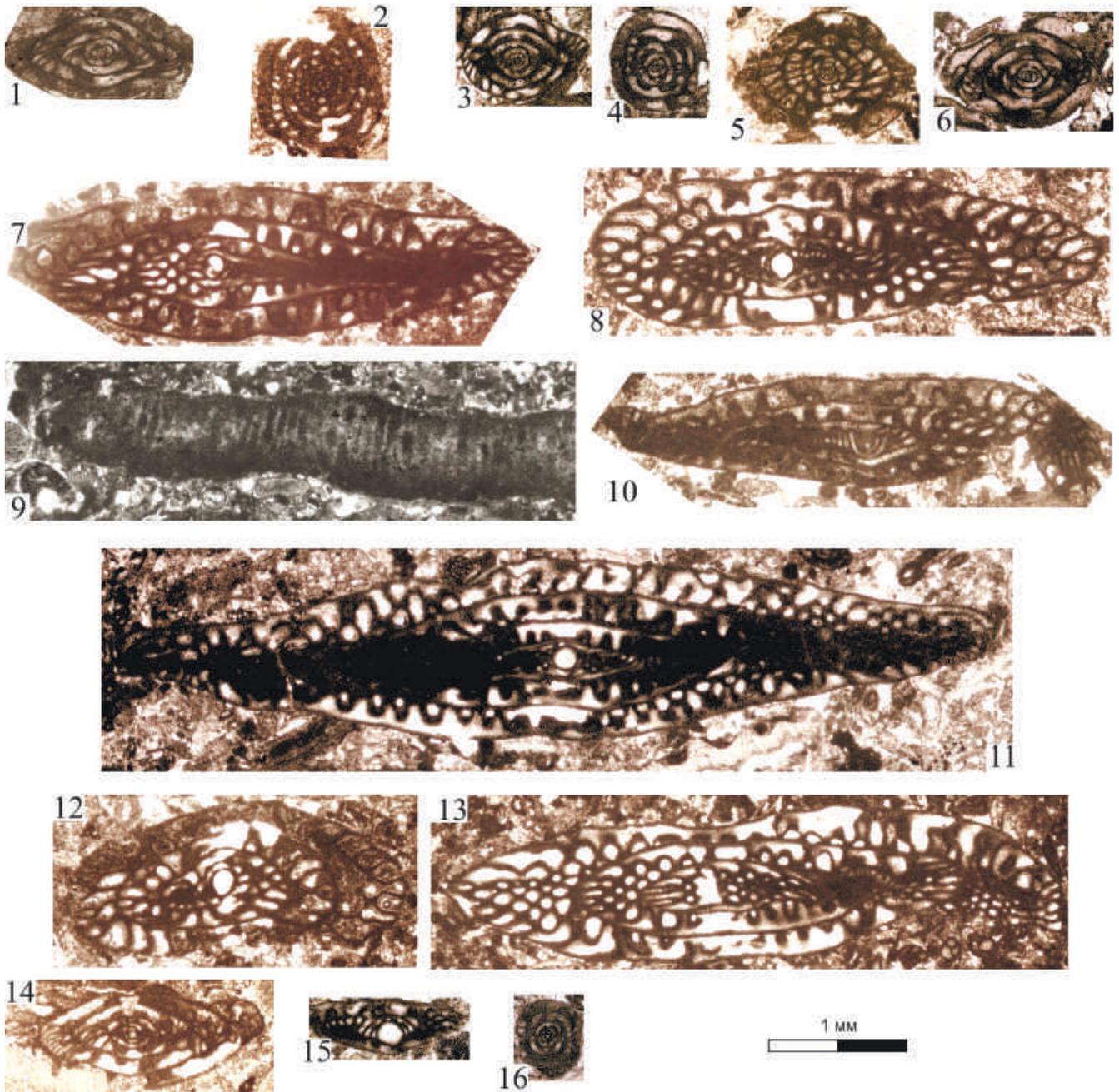


Таблица II. Характерные комплексы фораминифер и водорослей в разрезе “Выемка”. Верхняя часть верейского горизонта московского яруса.

1 – *Profusulinella primitiva* Sosn., обр. тн2/1, шл. 1; 2 – *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., обр. тн2/4, шл. 6; 3 – *Depratina (Profusulinella) eoprisca* R.Ivan., обр. тн2/1, шл. 10; 4 – *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), обр. тн2/1, шл. 8; 5 – *Depratina (Profusulinella) prisca* (Deprat), обр. тн2/2, шл. 7; 6 – *Profusulinella chernovi* Raus., обр. тн2/2, шл. 1; 7 – *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., обр. тн2/3, шл. 12; 8 – *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., обр. тн2/3, шл. 1; 9 – водоросль *Epimastopora* sp., обр. тн2/2, шл. 8; 10 – *Paraeofusulina trianguliformis* (Putrja), обр. тн2/3, шл. 11; 11 – *Paraeofusulina trianguliformis* (Putrja), обр. тн2/3, шл. 4; 12 – *Eofusulina tashlensis* Malakh., обр. тн2/3, шл. 5; 13 – *Eofusulina triangula* cf. *rasdorica* (Putrja), обр. тн2/3, шл. 6; 14 – *Aljutovella aljutovica* (Raus.), обр. тн2/4, шл. 3; 15 – *Eofusulina triangula minima* Malakh., обр. тн2/3, шл. 6; 16 – *Neostaffella ivanovi* (Raus.), обр. тн2/4, шл. 8.

Table II. Typical assemblages of foraminifers and algae of the “Vyemka” section. The upper part of the Vereiskian Regional Stage of the Moscovian Stage.

1 – *Profusulinella primitiva* Sosn., sample #тн2/1, thin-section 1; 2 – *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., sample #тн2/4, thin-section 6; 3 – *Depratina (Profusulinella) eoprisca* R.Ivan., sample #тн2/1, thin-section 10; 4 – *Pseudostaffella gorskyi*

(Dutk.), sample #тн2/1, thin-section 8; 5 – *Depratina (Profusulinella) prisca* (Deprat), sample #тн2/2, thin-section 7; 6 – *Profusulinella chernovi* Raus., sample #тн2/2, thin-section 1; 7 – *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., sample #тн2/3, thin-section 12; 8 – *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., sample #тн2/3, thin-section 1; 9 – *Epimastopora* sp., sample #тн2/2, thin-section 8; 10 – *Paraeofusulina trianguliformis* (Putrja), sample #тн2/3, thin-section 11; 11 – *Paraeofusulina trianguliformis* (Putrja), sample #тн2/3, thin-section 4; 12 – *Eofusulina tashlensis* Malakh., sample #тн2/3, thin-section 5; 13 – *Eofusulina triangula* cf. *rasdoric* (Putrja), sample #тн2/3, thin-section 6; 14 – *Aljutovella aljutovica* (Raus.), sample #тн2/4, thin-section 3; 15 – *Eofusulina triangula minima* Malakh., sample #тн2/3, thin-section 6; 16 – *Neostaffella ivanovi* (Raus.), sample #тн2/4, thin-section 8.

ний Испании, например, приписывают хрящевым рыбам (Soler-Gijon, Moratalla, 2001). Ниже подробнее рассматриваются наиболее характерные для данного комплекса ихнотаксоны и их связь с определенным типом осадконакопления.

По встречаемости в высыпках пород из стенок карьера доминируют ходы *Rhizocorallium commune* var. *irregulare* (Mayer, 1954), приуроченные к верхним поверхностям плит известняковых песчаников. Общая ширина U-образных следов варьируется от 6 до 10 см при диаметре хода около 1.5–2 см (см. рис. 6а, е). В шпрейтовой части наблюдаются обильные скопления фекальных пеллет *Coprulus oblongus* Mayer 1952, ориентированных большей частью хаотически (см. рис. 6д). Ходы *Rhizocorallium* очень широко распространены в разнофациальных отложениях всего фанерозоя, однако для конкретных условий обитания, как правило, характерен определенный набор морфологических признаков. Так, упорядоченная ориентация следов может свидетельствовать о действии в бассейне выраженных регулярных течений. Встреченная в карьере “Ихнитовый” разновидность *R. commune* var. *irregulare* чаще всего приурочена к отложениям мягкого дна, сформировавшимся в литоральной зоне низкоградиентных приливных равнин (Knaust, 2013). В таких же условиях формируются и микробиальные пленки, о присутствии которых можно судить по встреченным совместно с *Rhizocorallium* характерным текстурам типа *Kinneuia* на поверхностях слоев (см. рис. 6е).

Ходы *Chondrites* также широко распространены в морских тонкозернистых карбонатных отложениях, сформировавшихся в диапазоне обстановок от прибрежных до зоны нижнего шельфа. В этой связи они могут быть приурочены к различным ихнофациям мягкого и плотного дна – от глоссифунгитовой до нерейтовой, но чаще ассоциируются с зоофикосовой ихнофацией (Vaucon et al., 2020). Кроме того, *Chondrites* также часто служат индикатором спокойноводных условий, особенно при пониженном уровне содержания кислорода внутри богатого органикой осадка. Последнее, однако, более характерно для ихносообществ с обедненным таксономическим составом, вплоть до моновидовых (Martin, 2004), тогда как в сборах из карьера “Ихнитовый” они встречены совместно с *Rhizocorallium*, *Planolites*, *Skolitos?* и др. (см. рис. 6а, б)

Ходы *Zoophycos*, отмеченные как в высыпках пород, так и непосредственно в стенке карьера

ра (рис. 7а–в), дали название одной из классических ихнофаций – зоофикосовой, которая занимает промежуточное положение между относительно мелководной крузиановой и более мелководной нерейтовой. В настоящее время, однако, присутствие *Zoophycos* рассматривают, скорее, не как показатель глубины бассейна, а как индикатор спокойноводных обстановок осадконакопления, которые могут наблюдаться и в достаточно мелководных условиях закрытой лагуны (Seilacher, 2007). В каменноугольных отложениях *Zoophycos* широко распространены и обычно приурочены к мелководно-морским фациям, где часто встречаются в ассоциации с *Chondrites* (Zhang et al., 2015). Таким образом, *Zoophycos* может иногда являться компонентом крузиановой ихнофации (Knaust et al., 2012). Наряду со сменой фациальной приуроченности для *Zoophycos* отмечены также направленные морфологические изменения, происшедшие в течение всего фанерозоя (Zhang et al., 2015). Характерно, что ходы из изученного разреза имеют типичный каменноугольный облик (см. рис. 7а, б).

Несколько реже рассмотренных встречаются ходы, отнесенные к *Teichichnus* cf. *rectus*, при этом в ассоциации с ними обычно присутствуют многочисленные *Palaeophycus*, *Planolites* и некоторые другие следы (см. рис. 6в, г). В то же время для *T. rectus* чаще характерно образование моновидовых сообществ. Тем не менее, фациально они тоже тяготеют к мелководным морским обстановкам с низкой гидродинамикой (Knaust, 2018). К этому же ихнотаксону в действительности могут принадлежать ходы, предположительно отнесенные к *Halopoa?* и развитые в виде выпуклого гипорельефа на нижних поверхностях слоев (см. рис. 7б). Для более уверенной диагностики требуется дополнительное изучение их внутреннего строения.

Простые вертикальные норки *Skolitos?* не образуют здесь плотных моновидовых ихносообществ, характерных для одноименной сколитовой ихнофации, а представлены единичными экземплярами, встреченными в ассоциации с другими следами (см. рис. 6а). Похожую форму могут иметь текстуры, образовавшиеся в результате высачивания из осадка газообразных продуктов разрушения органического вещества (Rindsberg, 2005). Характер наших наблюдений не позволяет на данном этапе достоверно установить, являются ли отмеченные ходы истинными ихнофоссилиями. То же относится к сходным образованиям, присутствующим ме-

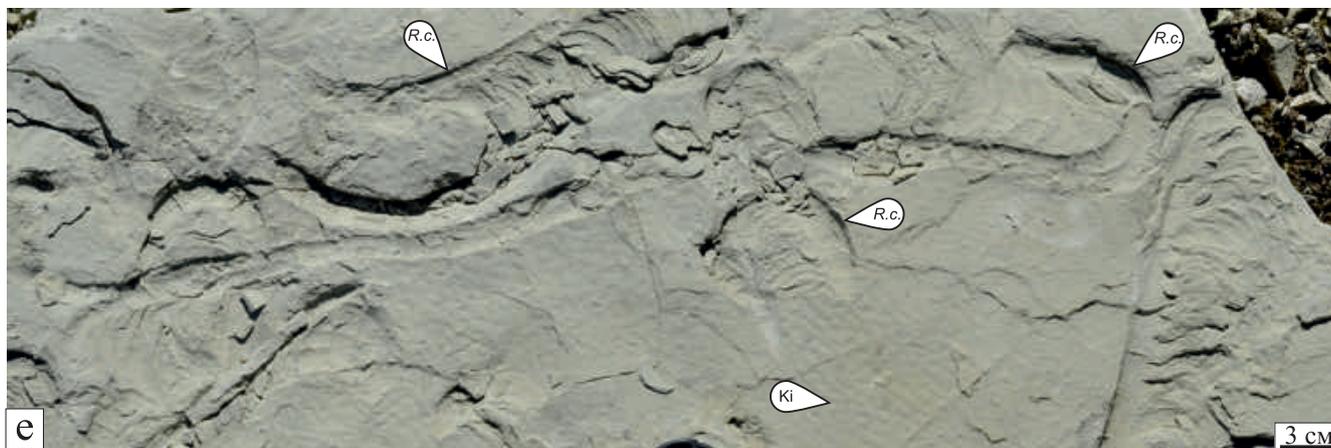
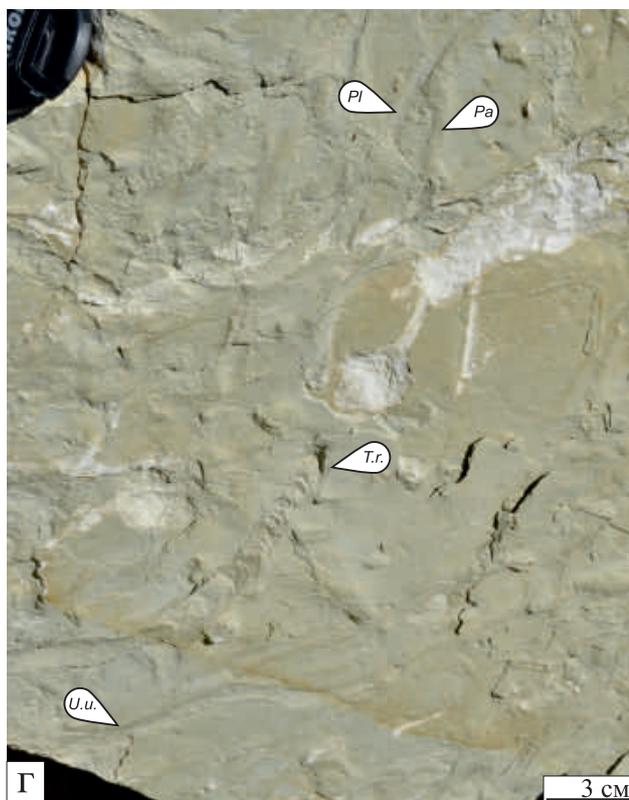
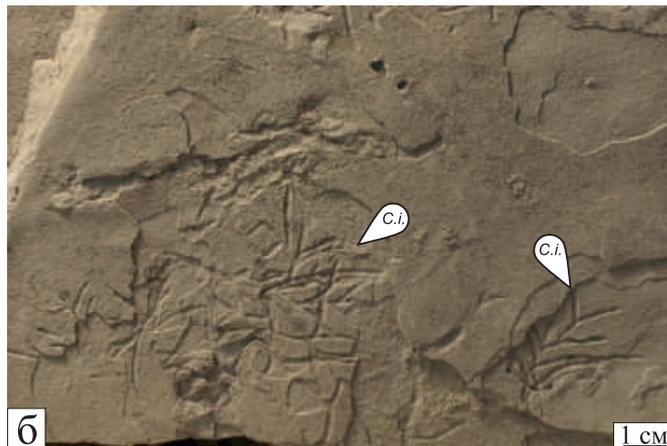


Рис. 6. Ихнофоссилии из карьера “Ихнитовый”.

а – обр. ИГКНЦ №392/29; б – обр. ИГКНЦ №392/35; в, г – полевые фото В.А. Салдина; д – Скопления фекальных pellets *Coprulus oblongus* Mayer 1952 в шпрейтовой части хода *Rhizocorallium commune* var. *irregulare* (Mayer, 1954), обр. ИГКНЦ №392/30; е – Поверхность напластования с ходами *R. commune* var. *irregulare* и текстурам типа *Kinneyia*. *C.i.* – *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *R.c.* – *Rhizocorallium commune* Schmid, 1876, *T.r.* – *Teichichnus* cf. *rectus* Seilacher, 1955, *U.u.* – *Undichna unisulca* de Gibert et al., 1999, *Pa* – *Palaeophycus* isp., *Pl* – *Planolites* isp., *Sk?* – *Skolitos?* isp., *Ki* – *Kinneyia*, полевое фото В.А. Салдина. На всех фото представлен эпирельеф.

Fig. 6. Trace fossils from the “Ikhnitovyi” quarry.

а – specimen IGKSC №392/29; б – specimen IGKSC №392/35; в, г – field photographs by V.A. Saldin; д – Accumulation of the faecal pellets *Coprulus oblongus* Mayer 1952 within the spreiten burrow of *Rhizocorallium commune* var. *irregulare* (Mayer, 1954), Specimen IGKSC №392/30; е – Bed surface with the *R. commune* var. *irregulare* burrows and *Kinneyia*-like structures, field photograph by V.A. Saldin. *C.i.* – *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *R.c.* – *Rhizocorallium commune* Schmid, 1876, *T.r.* – *Teichichnus* cf. *rectus* Seilacher, 1955, *U.u.* – *Undichna unisulca* de Gibert et al., 1999, *Pa* – *Palaeophycus* isp., *Pl* – *Planolites* isp., *Sk?* – *Skolitos?* isp., *Ki* – *Kinneyia*. All specimens shown are epirelief.

стами на поверхностях напластования совместно с трещинами усыхания (см. рис. 7е).

Таким образом, встреченный в изученном разрезе довольно разнообразный комплекс ихнофоссилий представлен в основном полифациальными таксонами. Тем не менее комплекс в целом характеризует крузиановую ихнофазию, развивающуюся обычно на мягком дне сублиторальной зоны выше базиса штормовых волн, но ниже базиса обычных и типичную для мелководно-морских и лагуновых отложений (Knaust et al., 2012). Учитывая литологические особенности разреза, можно заключить, что осадконакопление происходило в мелководных спокойноводных условиях. Преобладали обстановки закрытой лагуны/низкоградиентной приливной равнины, что хорошо согласуется с литологическими характеристиками, описанными выше. Осадок, по всей видимости, был богат органическим веществом, однако окислительные процессы внутри него преобладали над восстановительными, что способствовало заселению его различными роющими организмами. Поверхность дна местами покрывали микробные пленки, спорадически она могла испытывать кратковременные субаэральные экспозиции.

Постседиментационные преобразования

Цементация. Цементы в изученных породах слагают незначительную часть; осадочные компоненты плотно прилегают (например, см. рис. 3в, 4а, е), иногда вдавливаясь друг в друга (см. рис. 3д, е). Такая плотная упаковка осадочных компонентов относится к механическим и химическим процессам, запускаемым при возрастании нагрузки на осадок во время погребения (Flügel, 2010). По данным А. Имменгаузер (Immenhauser, 2022), взаимное растворение карбонатных осадочных компонентов под давлением вышележащих осадков начинается уже на глубинах 300 м. Все это свидетельствует о том, что большая часть осадков достаточно долгое время не была сцементирована.

Там, где осадочные компоненты неплотно прилегают друг к другу, различаются несколько типов карбонатных цементов: а) цементы типа “собачий клык” (dog tooth); б) синтаксиальное разрастание кальцита; и в) блоковый (или иногда друзовый) спаритовый цемент. В единичных случаях в верейских отложениях отмечаются менисковые цементы (см. рис. 5д).

Цементы типа “собачьих клыков” являются самыми ранними, но в своем распространении ограничены только отдельными участками породы или окружают отдельные поры, особенно внутри некоторых органических остатков (кораллов, раковин брахиопод, остракод, талломов зеленых водорослей). Несмотря на то что они формируют каемки тоньше 0.05 мм (см. рис. 3б, в; 5в, ж), эти цементы дают первичный жесткий трехмерный каркас, который в некоторой степени может выдерживать литостатический пресс (Immenhauser, 2022). По всей видимости, эти цементы позволили сохранить некоторые ископаемые в объеме без дробления под давлением (см. рис. 3б). Цементы типа “собачьих клыков” образуются в метеорных и мелкопогребенных средах, но также обычны в морско-фреатических и гидротермальных условиях (Flügel, 2010). Учитывая локальное (пятнистое) распространение этого типа цементов, а также часто внутри крупных органогенных остатков, можно предположить их метеорное происхождение, когда цементация происходила вдоль крупных пор и проводящих каналов при выводе осадков в вадозные среды.

Синтаксиальное разрастание, по всей видимости, также является ранним цементом, так как препятствует уплотнению осадка рядом с члениками криноидей (см. рис. 3д; 5б, г). Оно представлено более чистым кальцитом, чем членики криноидей, хотя также имеет редкие мелкие пылеватые включения (см. рис. 5г), что свидетельствует об их приповерхностно-морском, вадозно-морском или метеорно-фреатическом происхождении (Flügel, 2010).

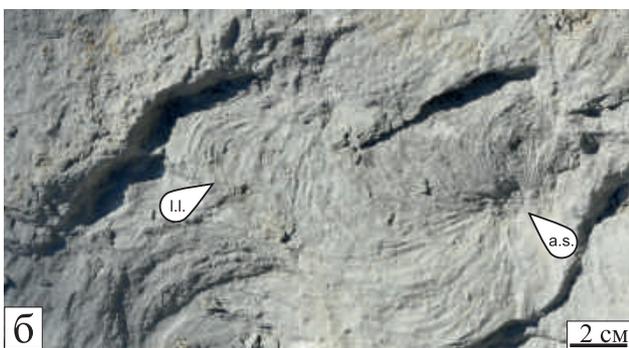


Рис. 7. Ихнофоссилии из карьера “Ихнитовый”, полевые фото (кроме “в”) В.А. Салдина.

а, б – *Zoophycos* isp., горизонтальный скол породы через слой, нижняя поверхность; в – *Zoophycos* isp., вертикальный скол породы через слой (фото С.Н. Игнатова); г – нижняя поверхность слоя с ходами (гипорельеф); д – ихнотекстура *Palaeophycus* – *Thalassinoides*, гипорельеф; е – верхняя поверхность слоя с трещинами усыхания и возможными следами выхода газов. *Ha?* – *Halopoda?* isp., *Pa* – *Palaeophycus* isp., a.s. – вертикальный осевой ход (шахта), l.l. – боковая лопасть шпрейтовой части хода, m.t. – маргинальный туннель боковой лопасти.

Fig. 7. Trace fossils from the “Ikhnitovyi” quarry, field photographs by V.A. Saldin (in exception of “v”).

а, б – *Zoophycos* isp. in the horizontally chipped bed surface, bottom side; в – *Zoophycos* isp. in the vertical section of the bed, field photograph by S.N. Ignatov; г – Trace fossils preserved as convex hyporelief; д – *Palaeophycus* – *Thalassinoides* ichnofabric, hyporelief; е – Bed surface with the desiccation cracks and probable gas-escape structures. *Ha?* – *Halopoda?* isp., *Pa* – *Palaeophycus* isp., a.s. – axial shaft, l.l. – lateral lobe, m.t. – marginal tunnel.

Блоковый спаритовый кальцит, как правило, заполняет многочисленное оставшееся после уплотнения поровое пространство, а также оставшиеся полости внутри органогенных остатков. Это обычно кальцитовый цемент, состоящий из средне-крупнозернистых кристаллов без предпочтительной ориентировки. В порах чаще выглядит как заполняющий их одиночный кристалл (см. рис. 3в). Этот тип цемента обычен в метеорных средах, но также часто появляется как позднедиагенетический цемент, заполняющий остаточное поровое пространство, каковым он, по всей видимости, в данном случае и является.

Таким образом, изученные породы в целом испытали два эпизода цементации: (1) раннюю, характеризующуюся неравномерным связыванием части компонентов в вадозных или вадозно-фреатических средах, что сформировало кальциты типа “собачьих клыков” (а), синтаксиального разрастания (б) и менисковые цементы (последние только в верейских отложениях); и (2) позднюю, образующую позднедиагенетические блоковые спариты (в). Плотная упаковка осадочных компонентов свидетельствует о том, что осадки долгое время оставались неконсолидированными.

Пористость. В отличие от башкирских отложений карьера “Ихнитовый” в верейских породах разреза “Выемка” хорошо видна пористость. Обычно она образована межзерновыми остаточными порами, только частично заполненными цементами (см. рис. 5г, д). По всей видимости, эти осадки испытали вадозный диагенез в большей степени (широкое развитие цементов типа “собачьих клыков” и менисковых цементов), что сберегло их от литостатического пресса при погребении. Здесь также отмечено присутствие поздних блоковых цементов (см. рис. 5в), которые, в некоторых случаях, заполняют межзерновые поры только частично (см. рис. 5д).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в изученном разрезе карьера “Ихнитовый” выделяются аскынбашский (2.7 м), ташастинский (1.4 м) и акавасский (2.5 м) горизон-

ты башкирского яруса. В разрезе “Выемка” вскрыты отложения верхней части верейского горизонта московского яруса видимой мощностью 1.9 м.

Разрез карьера “Ихнитовый” имеет отчетливо циклическое строение. Нижняя часть циклитов выделяется по появлению толстоплитчатых кораллово-водорослевых известняков, маркирующих ингрессию моря. Выше их, как правило, залегают тонкоплитчатые известняковые (биокластово-пелоидные и пелоидно-биокластовые) тонкозернистые песчаники, отмечающие осадконакопление на низкоградиентной литоральной равнине со слабым движением вод (вероятно, малоамплитудных приливов). Зеленоватые иллит-хлоритовые глины являются наиболее мелководными членами парасеквенций и, по всей видимости, обозначают аккумуляцию навейных ветрами глинистых частиц в запрудах при отсутствии карбонатного вещества в условиях низкого аккомодационного пространства.

Известняковые породы содержат разнообразные остатки зеленых водорослей при относительно однообразном составе красных водорослей и фузулиид, что, вероятно, указывает на некоторые вариации солёности.

Разрез карьера “Ихнитовый” охарактеризован довольно представительным комплексом ихнофоссилий, включающим *Chondrites*, *Halopoda?*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Skolitos?*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Undichna*, *Zoophycos*. Отмеченный ихнокомплекс характеризует крузиановую ихнофазию, развивающуюся обычно на мягком дне сублиторальной зоны выше базиса штормовых волн, но ниже базиса обычных и типичную для мелководно-морских и лагунных отложений.

Карбонатные осадки, вскрытые в разрезе карьера “Ихнитовый”, испытали две фазы цементации, разделенные фазой уплотнения. Ранние цементы, препятствовавшие уплотнению некоторых частей осадка и дроблению отдельных органических остатков, представлены скаленоздрическими кальцитами типа “собачьих клыков” и синтаксиальными разрастаниями кальцита по членам криноидей. Они характеризуют цементацию в вадозных

или вадозно-фреатических средах. Поздний блоковый кальцит залечивал полости, оставшиеся после уплотнения осадка.

Породы в разрезе “Выемка” интересны в первую очередь наличием представителей рода *Eofusulina*, а также практически классических карбонатных темпеститов. Здесь же имеются типичные вадозные менисковые цементы и пористость, характерная для верейского горизонта Южного Тимана (но без битумопроявлений).

Башкирские отложения карьера “Ихнитовый” имеют значительные различия по сравнению с одновозрастными породами более северных районов. По всей видимости, это связано с неоднородностью дна южнотиманского осадочного бассейна. Так, тонкозернистые вторичные доломиты, оолитовые и скрытокристаллитические известняки в разрезах скважин на Зеленецкой площади (Воложанина, 1959; Гуревич и др., 1965) свидетельствуют, скорее, об осадконакоплении в прибрежных условиях. Литологические и палеоихнологические характеристики отложений в карьере “Ихнитовый” указывают на осадконакопление в тиховодных лагунных условиях в пределах низкоградиентной литоральной равнины с происходившими иногда ингрессиями моря. В то же время для нижнемосковских (верейских) отложений существенных различий в составе и строении пород на юге (разрез “Выемка”) и севере (Зеленецкая площадь) не выявлено. Это, скорее всего, является результатом пенепленизации дна осадочного бассейна в ранневерейское время (толща глин) и обширной морской трансгрессии в поздневерейское время.

Кроме того, изученные разрезы могут стать звеном в маршруте “Малого геологического кольца Республики Коми”, связав две группы объектов, расположенных в пределах возвышенности Джеджим Парма и ухтинской антиклинали.

Благодарности

Во время полевых исследований неоценимую помощь оказал С.Н. Игнатов. Полевые фотографии ихнофоссилий любезно предоставлены В.А. Салдиным (к.г.-м.н. в.н.с. лаборатории литологии и геохимии осадочных формаций ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) и С.Н. Игнатовым. Ориентированные шлифы изготовлены Н.А. Байбородиной (центр пробоподготовки и обработки каменного материала ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Фотографирование микрофауны и микрофлоры производил А.Н. Шадрин (м.н.с. лаборатории литологии и геохимии осадочных формаций, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Рентгено-дифракционный анализ глин проведен Ю.С. Симаковой (с.н.с. лаборатории минералогии ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), пробы для анализа подготовлены В.А. Исаковым (геолог лаборатории геологии кайнозоя ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Важные замечания высказаны Э.В. Мычко (к.г.-м.н. с.н.с. Института океанологии им. Ширшова, г. Калининград) и А.И. Антошкиной (д.г.-м.н. г.н.с. лаборатории литологии и гео-

химии осадочных формаций ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Всем перечисленным лицам, а также рецензентам данной статьи авторы выражают свою глубокую признательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2008) Каменноугольная система. *Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановление МСК и его постоянных комиссий*. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, **38**, 61-68.
- Вилесов А.П. (2002) Граница башкирского и московского ярусов в разрезе Волинской параметрической скважины-1 (южная часть Верхнепечорской впадины). *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 45-52.
- Воложанина П.П. (1959) Стратиграфия среднего и верхнего карбона Южного Тимана. *Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской области / Труды ВНИГРИ*, **133**, 167-184.
- Губарева В.С. (1990) Цнинский горизонт (средний карбон) Восточно-Европейской платформы. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **65**(2), 51-60.
- Губарева В.С., Сунгатуллина Г.М. (2006) К вопросу о выделении цнинского горизонта московского яруса (средний карбон) Восточно-Европейской платформы. *Бюлл. МОИП*, **81**(3), 50-55.
- Гуревич Г.И., Гринченко С.Г., Лазаревич К.С., Крылов Ю.К., Вотинова В.А. (1965) Геологическое строение территории листа Р-40-ХIII. Отчет Пузлинской геолого-поисково-съёмочной партии по работам 1963-1964 гг. Текст отчета. Ухта, 264 с.
- Журавлев А.В., Вевель Я.А., Плотыцын А.Н., Ерофеевский А.В., Лукин В.Ю. (2019) Позднеурнейские мелководные отложения востока Тимано-Печорской провинции (р. Кожва). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **14**(4) http://www.ngtp.ru/rub/2019/37_2019.html
- Журавлев А.В., Плотыцын А.Н., Вевель Я.А., Ерофеевский А.В. (2018) Пограничные отложения девона и карбона на Воркутинском поперечном поднятии (р. Большая Уса). *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **160**(3), 467-483.
- Иванова Р.М. (1999) Разрез “Сокол” – гипостратотип башкирского яруса среднего карбона на Урале. *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Сб. науч. тр.* Екатеринбург: УрО РАН, 21-37.
- Иванова Р.М. (2002) Фузулинидовые зоны московского яруса Урала. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 127-138.
- Иванова Р.М. (2008) Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология). Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
- Иванова Р.М. (2010) Цнинский горизонт нижнемосковского подъяруса Урала (средний карбон). *Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН*, 26-29.
- Иванова Р.М. (2015) Эволюция эофузулиний и их роль в стратиграфии среднего карбона Урала. *Литосфера*, (5), 105-109.
- Калашников Н.В. (2005) Экосистемы раннего карбона Европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 163 с.

- Николаев А.И. (2005) Фораминиферы и зональная стратиграфия башкирского яруса востока Тимано-Печорской провинции. *Бюлл. ВНИГРИ*, **2**, 158 с.
- Рейтлингер Е.А. (1963) Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер. *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 7, 22-56.
- Пономаренко Е.С., Антошкина А.И., Сандула А.Н., Салдин В.А. (2021) Малое геологическое кольцо Республики Коми. Путеводитель геологической экскурсии. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 60 с.
- Салдин В.А. (2008) Нижние Ворота р. Щугор. *Геологическое наследие Республики Коми (Россия)* (Сост. П.П. Юхтанов). Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 181-186.
- Соловьева М.Н. (1984) Средний карбон Евразии (биогеографическая дифференциация, зональные шкалы). *27-й Междунар. Геол. конгр. Стратиграфия. Секция С.01. Докл.*, 1, М.: Наука, 73-78.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 151.
- Чувашов Б.И., Мизенс Г.А. (1991) Верхний палеозой р. Ай (западный склон Южного Урала). *Ежегодник-1990*. Свердловск: ИГГ УрО РАН СССР, 17-23.
- Шадрин А.Н., Сандула А.Н. (2018) Визейские карбонатные отложения в бассейне р. Илыч (Северный Урал): литология, изотопия, эволюция осадконакопления. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (5), 13-21.
- Baucon A., Bednarz M., Dufour S., Felletti F., Malgesini G., de Carvalho C. N., Niklas K. J., Wehrmann A., Batstone R., Bernardini F., Briguglio A., Cabella R., Cavalazzi B., Ferretti A., Zanzerl H., McIlroy D. (2020) Ethology of the trace fossil *Chondrites*: Form, function and environment. *Earth Sci. Rev.*, **202**, 1-37 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102989>
- Cardonatto M.C., Melchor R.N. (2014) Biomechanical Analysis of Fish Swimming Trace Fossils (*Undichna*): Preservation and Mode of Locomotion. *Experimental Approaches to Understanding Fossil Organisms* (Eds D.I. Hembree et al.) (Top. Geobiol., **41**, 265-303). https://doi.org/10.1007/978-94-017-8721-5_12
- Flügel E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer Publisher, 984 p.
- Immenhauser A. (2022) On the delimitation of the carbonate burial realm. *Dep. Rec.*, **8**(2), 524-574. <https://doi.org/10.1002/dep2.173>
- Knaust D. (2013) The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth Sci. Rev.*, **126**, 1-47 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.007>
- Knaust D. (2018) The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955. *Earth Sci. Rev.*, **177**, 386-403. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.023>
- Knaust D., Curan H.A., Dronov A.V. (2012) Shallow-Marine Carbonates. *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments* (Develop. Sediment.), **64**, 705-750 <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53813-0.00023-X>
- Leuschner D.C., Sirocko F., Grootes P.M., Erlenkeuser H. (2002) Possible influence of *Zoophycos* bioturbation on radiocarbon dating and environmental interpretation. *Marine Micropaleontol.*, **46**, 111-126.
- Löwemark L., Grootes P.M. (2004) Large age differences between planktic foraminifers caused by abundance variations and *Zoophycos* bioturbation. *Paleoceanography*, **19**, PA2001, <https://doi.org/10.1029/2003PA000949>
- Martin K.D. (2004) A re-evaluation of the relationship between trace fossils and dysoxia. *The Application of Ichthyology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis* (Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., **228**, 141-156).
- Montanez I.P., Poulsen C.J. (2013) The Late Paleozoic ice age: An evolving paradigm. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **41**, 629-656. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth.031208.100118>
- Pratt B.R., Raviolo M.M., Bordonaro O.L. (2012) Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Sedimentology*, **59**, 843-866.
- Rindsberg A.W. (2005) Gas-escape structures and their paleoenvironmental significance at the Steven C. Minkin Paleozoic Footprint Site (Early Pennsylvanian, Alabama). *Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama* (Alabama Paleontological Society Monograph), (1), 177-183.
- Seilacher A. (2007) Trace Fossil Analysis. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 226 p.
- Soler-Gijón R., Moratalla J.J. (2001) Fish and tetrapod trace fossils from the Upper Carboniferous of Puertollano, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **171**, 1-28.
- Zhang L.-J., Fan R.-Y., Gong Y.-M. (2015) *Zoophycos* macroevolution since 541 Ma. *Sci. Rep.*, **5**, 1-10. <https://doi.org/10.1038/srep14954>

REFERENCES

- Alekseev A.S. (2008) Carboniferous system. *State of knowledge of Precambrian and Phanerozoic stratigraphy in Russia. Tasks for further research. Resolution of the MSC and its standing committees*. St.Petersburg: VSEGEI Publishing House, **38**, 61-68. (In Russ.)
- Baucon A., Bednarz M., Dufour S., Felletti F., Malgesini G., de Carvalho C.N., Niklas K.J., Wehrmann A., Batstone R., Bernardini F., Briguglio A., Cabella R., Cavalazzi B., Ferretti A., Zanzerl H., McIlroy D. (2020) Ethology of the trace fossil *Chondrites*: Form, function and environment. *Earth Sci. Rev.*, **202**, 1-37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102989>
- Cardonatto M.C., Melchor R.N. (2014) Biomechanical Analysis of Fish Swimming Trace Fossils (*Undichna*): Preservation and Mode of Locomotion. *Experimental Approaches to Understanding Fossil Organisms* (Eds D.I. Hembree et al.) (Top. Geobiol., **41**, 265-303). https://doi.org/10.1007/978-94-017-8721-5_12
- Chuvashov B.I., Mizens G.A. (1991) Upper Paleozoic of the Ai Rive (western slope of the Southern Urals). *Yearbook-1990*. Sverdlovsk, IGG UB RAS of USSR, 17-23. (In Russ.)
- Flügel E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application. Berlin, Springer Publisher, 984 p.
- Gubareva V.S. (1990) Tsninskian Horizons (Middle Carboniferous) of the East European Platform. *Byull. MOIP. Dep. Geol.*, **65**(2), 51-60. (In Russ.)
- Gubareva V.S., Sungatullina G.M. (2006) On the issue of identifying the Tsninskian horizon of the Moscowian (Middle Carboniferous) of the East-European Platform.

- Byull. MOIP*, **81**(3), 50-55. (In Russ.)
- Gurevich G.I., Grinchenko S.G., Lasarevich K.S., Krylov Yu.K., Votina V.A. (1965) Geological structure of the territory of the sheet P-40-XIII. Report of the Puzliskaya geological prospecting and survey team on the work of 1963-1964. Report text. Ukhta, 264 c. (In Russ.)
- Immenhauser A. (2022) On the delimitation of the carbonate burial realm. *Dep. Rec.*, **8**(2), 524-574. <https://doi.org/10.1002/dep2.173>
- Ivanova R.M. (1999) The "Sokol" section – a hyposratotype of the Bashkirian stage of the Middle Carboniferous in the Urals. *Materials on stratigraphy and paleontology of the Urals. Iss. 2. Collection of scientific papers*. Ekaterinburg, UB RAS, 21-37. (In Russ.)
- Ivanova R.M. (2002) Fusulinid zones of the Moscovian of the Urals. *Stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous of Eurasia*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 127-138. (In Russ.)
- Ivanova R.M. (2008) Fusulinids and algae of the Middle Carboniferous of the Urals (zonal stratigraphy. Paleobiogeography, paleontology). Ekaterinburg, UB RAS, 204 p. (In Russ.)
- Ivanova R.M. (2010) Tsniskian horizon of the Lower Moscovian of the Urals (Middle Carboniferous). *Yearbook-2009*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, p. 26-29. (In Russ.)
- Ivanova R.M. (2015) The eofusulinids evolution and their role in the Middle Carboniferous stratigraphy of the Urals. *Lithosphere*, (5), 105-109. (In Russ.)
- Kalashnikov V.V. (2005) Ecosystem of the Early Carboniferous of the European North of Russia. Ekaterinburg, UB RAS, 163 c. (In Russ.)
- Knaust D. (2013) The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth Sci. Rev.*, **126**, 1-47 <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2013.04.007>
- Knaust D. (2018) The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955. *Earth Sci. Rev.*, **177**, 386-403. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2017.11.023>
- Knaust D., Curan H.A., Dronov A.V. (2012) Shallow-Marine Carbonates. *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments (Develop. Sedimentol.)*, **64**, 705-750 <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53813-0.00023-X>
- Leuschner D.C., Sirocko F., Grootes P.M., Erlenkeuser H. (2002) Possible influence of *Zoophycos* bioturbation on radiocarbon dating and environmental interpretation. *Marine Micropaleontol.*, **46**, 111-126.
- Löwemark L., Grootes P.M. (2004) Large age differences between planktic foraminifers caused by abundance variations and *Zoophycos* bioturbation. *Paleoceanography*, **19**, PA2001, <https://doi.org/10.1029/2003PA000949>
- Martin K.D. (2004) A re-evaluation of the relationship between trace fossils and dysoxia. *The Application of Ich-nology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis (The Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.)*, **228**, 141-156.
- Montanez I.P., Poulsen C.J. (2013) The Late Paleozoic ice age: An evolving paradigm. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **41**, 629-656. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth.031208.100118>
- Nikolaev A.I. (2005) Foraminifera and zonal stratigraphy of the Bashkirian Stage in the East of the Timan-Pechora province. *Byull. VNIGRI*, **2**, 158 c. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S., Antoshkina A.I., Sandula A.N., Saldin V.A. (2021) Small geological ring of the Komi Republic. Geological tour guide. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 60 p. (In Russ.)
- Pratt B.R., Raviolo M.M., Bordonaro O.L. (2012) Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Sedimentology*, **59**, 843-866.
- Reitlinger E.A. (1963) On one paleontological criterion for establishing the boundaries of the Lower Carboniferous according to the foraminiferal fauna. *Voprosy Micropaleontol.*, (7), 22-56. (In Russ.)
- Rindsberg A.W. (2005) Gas-escape structures and their paleoenvironmental significance at the Steven C. Minkin Paleozoic Footprint Site (Early Pennsylvanian, Alabama). *Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama (Alabama Paleontological Society Monograph)*, (1), 177-183.
- Saldin V.A. (2008) Lower Gate of the Shchugor River. *Geological heritage of the Komi Republic (Russia)* (Copil. P.P. Yukhtanov). Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 181-186. (In Russ.)
- Seilacher A. (2007) Trace Fossil Analysis. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 226 p.
- Shadrin A.N., Sandula A.N. (2018) Visean carbonate deposits in the Ilych River Basin (Northern Urals): lithology, isotopy, sedimentation evolution. *Vestnik Institutf Geologii, Komi SC UB RAS*, (5), 13-21. (In Russ.)
- Soler-Gijón R., Moratalla J.J. (2001) Fish and tetrapod trace fossils from the Upper Carboniferous of Puertollano, Spain. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **171**, 1-28.
- Solov'jova M.N. (1984) Middle Carboniferous of Eurasia (biogeographic differentiation, zonal scales). *27th Intern. Geol. Congr. Stratigraphy section C.01. Reports*, **1**, Moscow, Nauka Publ., 73-78. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, IGG UB RAS, Urageolcom Publ., 151. (In Russ.)
- Vilesov A.P. (2002) The Bashkirian and Moscovian stages boundary in the Volinsky parametric well-1 section (southern part of the Verkhnepechorskaya depression). *Stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous Eurasia*. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 45-52. (In Russ.)
- Volozhanina P.P. (1959) Stratigraphy of the Middle and Upper Carboniferous of the Southern Timan. *Geology and oil and gas content of the Timan-Pechora region*. Trydy VNIGRI, **133**, 167-184. (In Russ.)
- Zhang L.-J., Fan R.-Y., Gong Y.-M. (2015) *Zoophycos* macroevolution since 541 Ma. *Sci. Rep.*, **5**, 1-10. <https://doi.org/10.1038/srep14954>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Vevel' Ya.A., Erofeevskiy A.V. (2018) Devonian and Carboniferous deposits boundary on the Vorkuta transverse uplift (Bol'shaya Usa River). *Uchen. Zap. Kazanskogo Un-ta. Estestv. Nauki*, **160**(3), 467-483. (In Russ.)
- Zuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Plotitsyn A.N., Erofeevskiy A.V., Lukin V.Yu. (2019) Late Tournasian shallow-water deposits of the east of the Timan-Pechora province (Kozhva River). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **14**(4) http://www.ngtp.ru/rub/2019/37_2019.html (In Russ.)

УДК 56.016.3:551.734.5(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-348-366

Остракодовая зональность живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе

Д. Б. Соболев¹, М. А. Соболева¹, И. О. Евдокимова²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mails: dbsobolev@rambler.ru; matusha.888@mail.ru

²ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», 199106,
г. Санкт-Петербург, ул. Средний проспект В.О., 74, e-mail: irina_evdokimova@vsegei.ru

Поступила в редакцию 09.12.2022 г., принята к печати 06.03.2023 г.

Объект исследования. Остракоды и пограничные живетско-франские отложения Тимано-Североуральского региона. **Материал и методы.** В основе работы лежат результаты изучения остракод из стратотипических разрезов Южного Тимана, являющихся эталонными для региональных и глобальных корреляций. Анализ интервалов распространения наиболее значимых таксонов основан на результатах предшествующих как опубликованных, так и фондовых работ по Тимано-Уральскому региону. Остракоды рассмотрены в ассоциации с конодонтами, что является важным критерием для использования обоснованного био-стратиграфического расчленения. Показано применение разномасштабной региональной цикличности осадконакопления, а также отдельных “маркирующих” уровней проявления глобальных событий. **Результаты.** Проведен анализ распространения остракод в живетско-франских пограничных отложениях Тимано-Североуральского региона. Выделены наиболее значимые таксоны: *Cavellina devoniana*, *Cavellina uchtensis*, *Cavellina batalinae*, *Cavellina chvorostanensis*, *Nodella faceta*, *Nodella* ex gr. *hamata*. Показана сопряженность установленных комплексов с остракодами Франко-Бельгийского бассейна. Отличие заключается в отсутствии полизигидного комплекса с *Polyzugia beckmanni beckmanni*, который установлен в основании формации Nismes Бельгии вблизи исторической границы между живетским и франским ярусами. Установленная сопряженность био-стратиграфических данных с трансгрессивно-регрессивной последовательностью осадконакопления дает более обоснованное решение вопроса о положении нижней границы франского яруса верхнего девона в Тимано-Североуральском регионе. **Выводы.** Учитывая особенности распространения остракод семейств Cavellinidae и Nodellidae, а также выявленные несоответствия уровней появления зональных видов с границами зон в региональной стратиграфической схеме, разработан обновленный вариант схемы зонального расчленения живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе. Показана корреляция остракодовых зон относительно конодонтовой шкалы.

Ключевые слова: Тимано-Североуральский регион, живетско-франский пограничный интервал, средний-верхний девон, биостратиграфия, корреляция, остракоды

Источник финансирования

Исследования проводились в рамках государственного задания по теме № 122040600008-5 и при частичной поддержке гранта РФФИ № 20-05-00445

Ostracod zonation of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-North Urals Region

Dmitrii B. Sobolev¹, Marina A. Soboleva¹, Irina O. Evdokimova²

¹Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, 167000, Russia,
e-mails: dbsobolev@rambler.ru; matusha.888@mail.ru

²Karpinsky Russian Geological Research Institute (FGBU “VSEGEI”), 74 Srednii Prospect, St.Petersburg 199106, Russia,
e-mail: irina_evdokimova@vsegei.ru

Received 09.12.2022, accepted 06.03.2023

Для цитирования: Соболев Д.Б., Соболева М.А., Евдокимова И.О. (2023) Остракодовая зональность живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе. *Литосфера*, 23(3), 348-366. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-348-366>

For citation: Sobolev D.B., Soboleva M.A., Evdokimova I.O. (2023) Ostracod zonation of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-North Urals Region. *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 348-366. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-348-366>

© Д.Б. Соболев, М.А. Соболева, И.О. Евдокимова, 2023

Research subject. Ostracods and Givetian-Frasnian boundary deposits of the Timan-North Urals Region. **Materials and methods.** The work was based on the results of studying ostracods from the stratotype sections of the Southern Timan, which are considered referential for regional and global correlations. The analysis of the distribution intervals of the most significant taxa was based on the results of previous studies, both published and archival materials on the Timan-Urals Region. Ostracods were considered in association with conodonts, which is an important criterion for applying a reasonable biostratigraphic subdivision. The use of different-scale regional cyclicity of sedimentation and individual “marking” levels of manifestation of global events were shown. **Results.** The ostracod distribution in the Givetian-Frasnian boundary interval of the Timan-Northern Urals region was analyzed. The following most significant taxa were identified: *Cavellina devoniana*, *Cavellina uchtensis*, *Cavellina batalinae*, *Cavellina chvorostanensis*, *Nodella faceta*, *Nodella* ex gr. *hamata*. The correlation of established assemblages with ostracods from the Franco-Belgian basin was shown. The difference consists in the absence of a polyzygid assemblage with *Polyzygia beckmanni beckmanni*, which was established at the base of the Nismes Formation of Belgium near the historical boundary between the Givetian and Frasnian stages. The determined relationship of biostratigraphic data in combination with the transgressive-regressive sequence of sedimentation shows a more reasonable solution to the problem of the position of the lower boundary of the Frasnian stage of the Upper Devonian in the Timan-Northern Urals Region. **Conclusions.** An updated version of the scheme of zonal subdivision of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-Northern Urals region has been developed, taking into account the ostracod distribution of the Cavellinidae and Nodellidae families, as well as the discrepancies in the levels of the first appearance of index species and the boundaries of zones in the regional stratigraphic scheme. The correlation of ostracod zones relative to the conodont scale is shown.

Keywords: Timan-Northern Urals region, Givetian-Frasnian boundary interval, Middle-Upper Devonian, biostratigraphy, correlation, ostracods

Funding information

The research was conducted within framework of State Assignment No. 122040600008-5 and with partial financial support from the RFBR grant No. 20-05-00445

ВВЕДЕНИЕ

Остракоды являются одной из важных групп фауны, способствующих решению вопросов детальной биостратиграфии и корреляции средневерхнедевонских отложений Тимано-Уральского региона. Благодаря таким исследователям, как Г.П. Мартынова, В.Г. Егоров, В.С. Заспелова, Г.В. Солопёкина, В.А. Чиждова, Н.А. Фокин, М.Н. Москаленко, А.Н. Орлов и др., накоплен и обобщен огромный фактический материал по остракодам данного региона. Анализ распространения остракодов во франских отложениях Тимано-Североуральского региона частично приведен в работе (Soboleva, Sobolev, 2019).

Первая схема зонального расчленения по остракодам, в которой рассматривается пограничный интервал живетского и франского ярусов, отражена в региональной стратиграфической схеме Русской платформы (Решение..., 1990). Пашийский горизонт, основание которого совмещено с нижней границей франского яруса верхнего девона, остракодами не был охарактеризован. В соответствии с решениями Международной подкомиссии по девонской системе, уровень конодонтовой зоны *hermanni-cristatus*, с которой в схеме сопостав-

лялся пашийский горизонт (Решение..., 1990), отвечает верхнему живету. В объеме тиманской свиты (= тиманский горизонт) М.Н. Москаленко выделена остракодовая зона *Cavellina devoniana-Ornatella multiplex*, а устьярегской свиты (= саргаевский горизонт) – зона *Ungerella jaregae-Cavellina chvorostanensis*. В 1991 г. А.Н. Орловым и Н.А. Фокиным создана схема зонального расчленения для Тимано-Печорской провинции (Орлов, Фокин, 1991). В доработанном виде она представлена в работе А.Н. Орлова (1993). По материалам Южного и Среднего Тимана, а также гряды Чернышева авторами выделены остракодовые подзоны *Ornatella multiplex*, *Cavellina devoniana* и *Cavellina chvorostanensis* в объеме зоны *Nodella faceta*. Они скоррелированы с зонами местной конодонтовой шкалы. Так, подзона *Cavellina devoniana* сопоставляется с конодонтовой зоной *Ancyrodella binodosa* в объеме верхнетиманского (= верхнекыновский) подгоризонта, а *Cavellina chvorostanensis* – с *Ancyrodella rotundiloba* в объеме саргаевского горизонта. При разработке зональной схемы авторы не учитывали филогенетические связи остракодов и считали это ее явным недостатком (Орлов, Фокин, 1991).

Наибольший интерес с точки зрения детального биостратиграфического расчленения жи-

ветско-франского пограничного интервала представляет работа Ю.А. Юдиной и М.Н. Москаленко (Опорные разрезы..., 1997). В ней изображена стратиграфическая схема франских стратотипических разрезов Южного Тимана (Ухтинский район) с зональностью по брахиоподам, остракодам, конодонтам и аммоноидеям. Составителями этой схемы являются Ю.А. Юдина, М.Н. Москаленко, В.В. Меннер, А.В. Кузьмин и С.В. Яцков. Выделенные авторами зоны по остракодам отвечают в полном объеме ранее установленным А.Н. Орловым и Н.А. Фокиным (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993).

В настоящей работе стратиграфический объем живетского и франского ярусов принимается в соответствии с решениями Международной стратиграфической подкомиссии по девонской системе. В современной конодонтовой шкале нижняя граница франского яруса проходит внутри зоны *Lower falsiovalis* и совпадает с первым появлением *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalym. et Tchern. (= ранняя форма *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant) в современной терминологии). Находки этой ранней формы в Тимано-Североуральском регионе либо отсутствуют, либо единичны на уровне с более развитыми видами рода *Ancyrodella* Ulrich et Bassler в саргаевском горизонте. В связи с этим авторами данной статьи анализируется распространение остракод в живетско-франских отложениях Тимано-Североуральского региона. Учитывая особенности распространения остракод семейств Cavellinidae и Nodellidae, мы предлагаем обновленный вариант схемы зонального расчленения для этого стратиграфического интервала. Существенным дополнением этой схемы является ее корреляция с зонами конодонтовой шкалы (Klapper, 1989; Ziegler, Sandberg, 1990; Klapper, Kirchgasser, 2016), а также с цикличностью осадконакопления, определяющей региональные стратиграфические подразделения (горизонты).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основе работы лежат результаты изучения остракод из стратотипических разрезов Южного Тимана (Ухтинская антиклиналь), являющихся эталонными для региональных и глобальных корреляций. В стратиграфической последовательности общий разрез составляют скв. 1-Бальнеологическая и обнажения в районе р. Ухта – 18, 13b, 13, 14, 14a, 16, представленные мелководно-морскими глинистыми и глинисто-карбонатными отложениями тиманской и устьярэгской свит (рис. 1). Подстилающие отложения – туффиты джьберской свиты. Скважина 1-Бальнеологическая пробурена на юго-западной окраине г. Ухта и является стратотипом нижнетиманской подсвиты (Опорные разрезы..., 1997). Обнажения 18, 13b и 13 вскрыва-

ют отложения верхнетиманской подсвиты, а обн. 14, 14a и 16 – устьярэгской свиты. В результате полевых исследований 2018 и 2021 гг. авторами получен материал из обн. 18 (12 обр.), 13b (25 обр.), 13 (52 обр.), 14 (78 обр.), 14a (39 обр.), который частично опубликован в работе (Соболев и др., 2021, 2022). Исследованы петрографические шлифы, текстурно-структурные особенности и гранулометрический состав вмещающих пород, а также получена биостратиграфическая характеристика по остракодам и конодонтам изученных разрезов. На их основе построена трансгрессивно-регрессивная последовательность (цикличность) осадконакопления тиманской и устьярэгской свит. Показано применение осадочной цикличности осадконакопления для региональных и межрегиональных корреляций. Оценка относительного изменения уровня моря производилась путем последовательного графического отображения содержания и размерности основных структурных компонентов и цемента в разрезах. Крупные органогенно-обломочные структурные компоненты (в микритовом или глинистом цементе) рассматривались как внутрибассейновые образования, сформировавшиеся преимущественно под действием волновых процессов без существенной транспортировки. Количество и размерность терригенной компоненты при этом выступали основным показателем влияния континентального сноса, изменение которого, вероятно, было вызвано относительным понижением или повышением уровня моря вследствие эвстатических и/или тектонических процессов. Для корреляции разрезов производилось сопоставление биостратиграфически датированных осадочных циклов в пределах Евро-Американского континента (Северная Америка, Бельгия, Польша) и установленных нами циклов.

Анализ интервалов распространения наиболее значимых таксонов основан на результатах предшествующих как опубликованных, так и фондовых работ по Тимано-Североуральскому региону (Опорные разрезы..., 1988, 1997; Решение..., 1990; Орлов, Фокин 1991; Орлов, 1993; Zhuravlev et al., 2006; Evdokimova, 2006; Soboleva, Sobolev, 2019; Telnova et al., 2019; Соболев и др., 2022; материалы авторов; Н.А. Фокин, фондовые материалы). Остракоды рассмотрены в ассоциации с конодонтами, что является важным критерием для применения обоснованного биостратиграфического расчленения. Прослежены зоны стандартной конодонтовой шкалы (Ziegler, Sandberg, 1990) и Montagne Noire (MN), ныне именуемые как франские зоны (Frasnian Zone – FZ) (Klapper, 1989; Klapper, Kirchgasser, 2016).

Региональная стратиграфическая схема пограничных отложений живетского и франского ярусов с распространением характерных и зональных таксонов остракод показана на рис. 1.

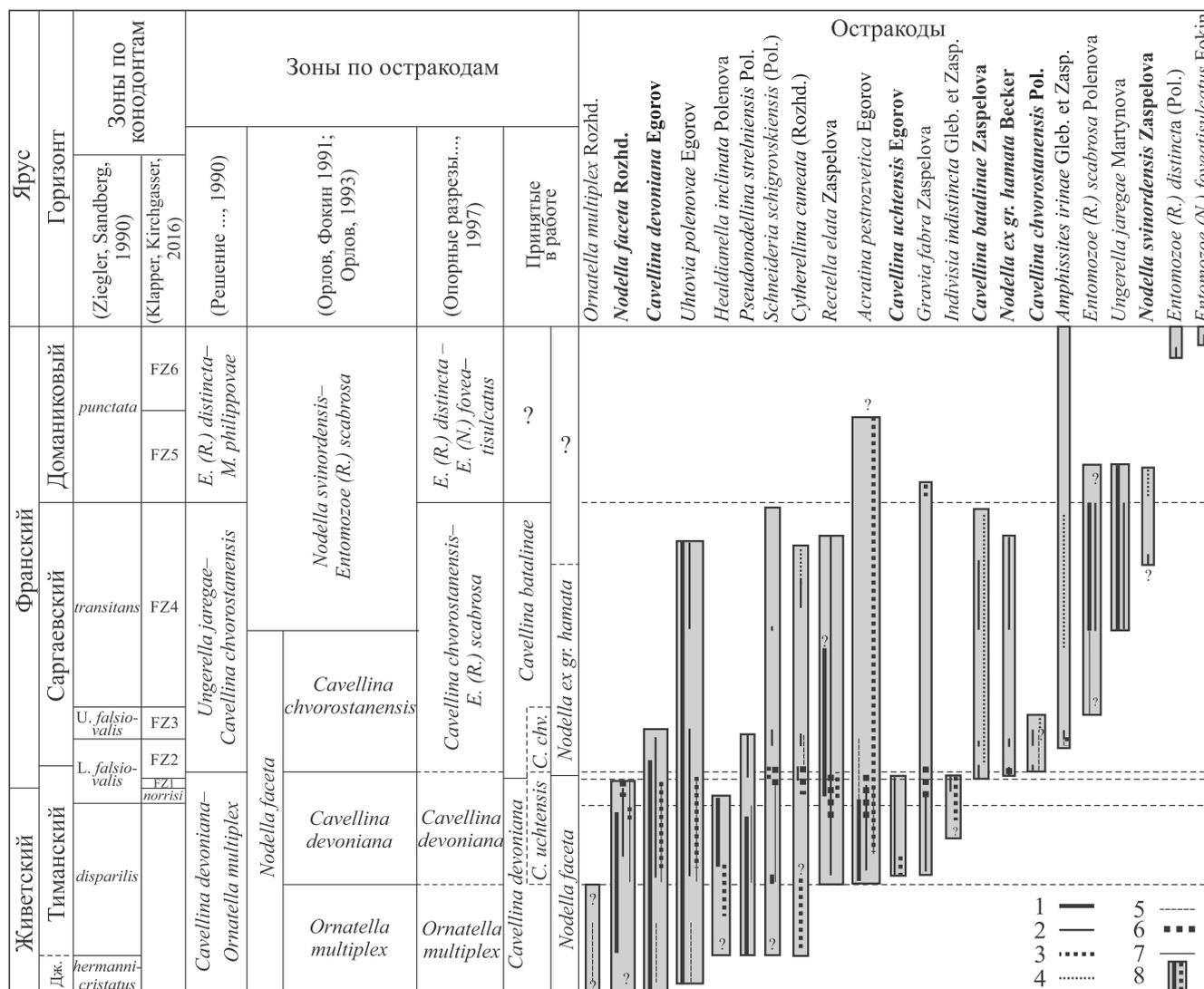


Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема пограничных отложений живецкого и франского ярусов с распространением характерных и зональных таксонов остракод относительно конодонтовых зон (Klapper, 1989; Ziegler, Sandberg, 1990; Klapper, Kirchgasser, 2016).

Интервалы распространения остракод в Тимано-Североуральском регионе: 1 – Южный Тиман, Ухтинская антиклиналь, скв. 1-Бальнеологическая (Опорные разрезы..., 1988, 1997; Н.А. Фокин, фондовые материалы); 2 – Южный Тиман, Ухтинская антиклиналь, разрезы на р. Ухта (материалы авторов; Опорные разрезы..., 1988, 1997; Орлов, Фокин 1991; Соболев и др., 2022); 3 – гряда Чернышева, разрез на р. Шарью (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993); 4 – Главное девонское поле (Zhuravlev et al., 2006; Evdokimova, 2006); 5 – скважины Тимано-Печорской провинции (Н.А. Фокин, фондовые материалы); 6 – Южный Тиман, Джеджимпарминский вал, разрез на руч. Шера (материалы авторов, частично опубликованы в работах (Soboleva, Sobolev, 2019; Telnova et al., 2019)); 7 – гряда Чернышева, разрез на р. Б. Адак (Орлов, 1993); 8 – обобщенное распространение. М. – Mossolovella, Е. – Entomozoe, Дж. – Джьерский, FZ – франская зона.

Fig. 1. Regional stratigraphic scheme of the Givetian-Frasnian boundary deposits with the distribution of characteristic and zonal ostracod taxa relative to conodont zones (Klapper, 1989; Ziegler, Sandberg, 1990; Klapper, Kirchgasser, 2016).

Distribution intervals of ostracods in the Timan-North Urals region: 1 – Southern Timan, Ukhta anticline, 1-Balneological borehole (Reference sections..., 1988, 1997; N.A. Fokin, stock materials); 2 – Southern Timan, Ukhta anticline, Ukhta River sections (materials of the authors; Reference sections..., 1988, 1997; Orlov, Fokin, 1991; Sobolev et al., 2022); 3 – Chernyshev uplift, Sharyu River section (Orlov, Fokin 1991; Orlov, 1993); 4 – Main Devonian field (Zhuravlev et al., 2006; Evdokimova, 2006); 5 – Timan-Pechora province boreholes (N.A. Fokin, stock materials); 6 – Southern Timan, Djejjimparma uplift, Shera Creek section (materials of the authors, partially published in the works (Telnova et al., 2019; Soboleva, Sobolev, 2019)); 7 – Chernyshev uplift, Bol'shoy Adak River section (Orlov, 1993); 8 – generalized distribution. M. – Mossolovella, E. – Entomozoe, Дж. – Djerzsky, FZ – Frasnian Zone.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЖИВЕТСКО-ФРАНКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Основной сложностью при расчленении средневерхнедевонских отложений является их фаціальная изменчивость. Кроме того, преобладание в разрезах среднего девона терригенных пород, охарактеризованных специфическими комплексами фауны, ограничивает возможности применения биостратиграфического метода (в частности, по конодонтам и остракодам). Это вынуждает при корреляции разрезов дополнительно использовать разномасштабную региональную цикличность осадконакопления, а также отдельные “маркирующие” уровни проявления эвстатических событий. В качестве единицы строения осадочной толщи выделяются циклы, объединяющие отложения, образованные за время одной трансгрессии и последующей регрессии, обусловленной тектоно-эвстатическими колебаниями. Целые циклиты или их сочетание образуют местные стратиграфические подразделения (свиты, подсвиты). В качестве вспомогательных местных подразделений используются маркирующие горизонты.

На основании установленных нами циклов в тиманской и устьярэгской свитах Южного Тимана построена кривая относительного изменения уровня моря (рис. 2). Детальное литологическое описание этих свит приведено в работах (Ляшенко, 1973; Опорные разрезы..., 1997; Kuzmin et al., 1997; Юманов и др., 2013; Соболев и др., 2021; материалы авторов). Ниже дана краткая характеристика нижнетиманской и верхнетиманской подсвит, а также устьярэгской свиты для обоснования выделенных циклов.

Тиманская свита, в понимании А.И. Ляшенко (1973), подразделяется на две подсвиты. Основание нижнетиманской подсвиты составляет 20-метровая песчано-глинистая пачка (пласт II). Однако в современной практике производственных геологов (Юманов и др., 2013) песчаники в основании этой пачки именуются пластом “Б”, а песчаники в кровле – пластом II. Эти отложения пласта II, в понимании А.И. Ляшенко, а также подстилающая ярегская толща туфо-базальто-диабазового состава (Юманов и др., 2013), по данным О.П. Тельновой (2008) содержат споро-пыльцевой комплекс, который сопоставляется с подзоной *Ancyrospora incisa*–*Geminospora micromanifesta* зоны *Contagisporites optivus*–*Spelaeotriletes krestovnikovii* и относится к Джьерскому горизонту (см. рис. 2). Над песчано-глинистой пачкой залегают глины и алевролиты с прослоями глинистых известняков. Средняя часть этой пачки преимущественно глинисто-известковистая, а верхняя и нижняя части более алевролитистые (Ляшенко,

1973). На основании этой краткой литологической характеристики нижнетиманской подсвиты мы предполагаем наличие двух трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления (см. рис. 2).

В основании верхнетиманской подсвиты залегает 10-метровая песчаная пачка (нефтеносный пласт “А”), над которой расположена толща пестроокрашенных глин и алевролитов с тонкими прослоями кварцевых песчаников и глинисто-алевролитистых известняков. По результатам наших исследований (полевые сезоны 2018, 2021 гг.) установлено, что они образовались в один трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления (см. рис. 2), разделенный слабопроявленной регрессией в средней части подсвиты (метровая пачка тонкоплитчатых кварцевых песчаников и алевролитов в обн. 13b).

Основание устьярэгской свиты, расположенной стратиграфически выше тиманской, составляет пачка мелко-тонкозернистых нефтенасыщенных кварцевых песчаников и алевролитов (пласт I). В ее кровле встречаются глинисто-алевролитисто-песчаные известняки светло-зеленого цвета (зеленовато-серые при контакте с воздухом). Породы этой пачки образуют пережат на р. Ухта под обн. 14 (Соболев и др., 2021). Непосредственно над нефтеносным пластом I в крутом правом берегу реки обнажается пачка алевролитов и глин с частыми прослоями алевро-глинистых известняков и прослоями кварцевых песчаников. Над ними в верхней части обнажения с локальным размывом резко трансгрессивно залегает пачка органогенно-обломочных микритовых известняков с прослоями глин. Выше лежащие отложения выходят на поверхность по левому (Ляшенко, 1973) и правому (Опорные разрезы..., 1997) бортам р. Ярега. Они представлены глинистой пачкой с прослоями и конкрециями глинистых известняков, содержащих богатый комплекс фауны, где среди прочих содержится комплекс конодентов зоны *transitans* (нижний фран). В разрезах на р. Чуть примерно в 1 м от кровли свиты находится пачка коричневых известняков, основание которых представлено мелко-среднезернистыми известняковыми песчаниками (с гониатитами), постепенно переходящими в органогенные тентакулитовые известняки.

Формирование устьярэгской свиты происходило в результате двух трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления, разделенных поверхностью размыва. Фиксируемая над поверхностью размыва резкая трансгрессия сопоставляется с глобальным событием *Genundewa* (Соболев и др., 2021) и отвечает началу саргаевского трансгрессивно-регрессивного цикла. В результате этой обширной трансгрессии прекращается поступление терригенного кварцевого материала. Этот резкий трансгрессивный цикл отражает начало крупного этапа осадконакопления и формирования отложений российского надгоризонта региональ-

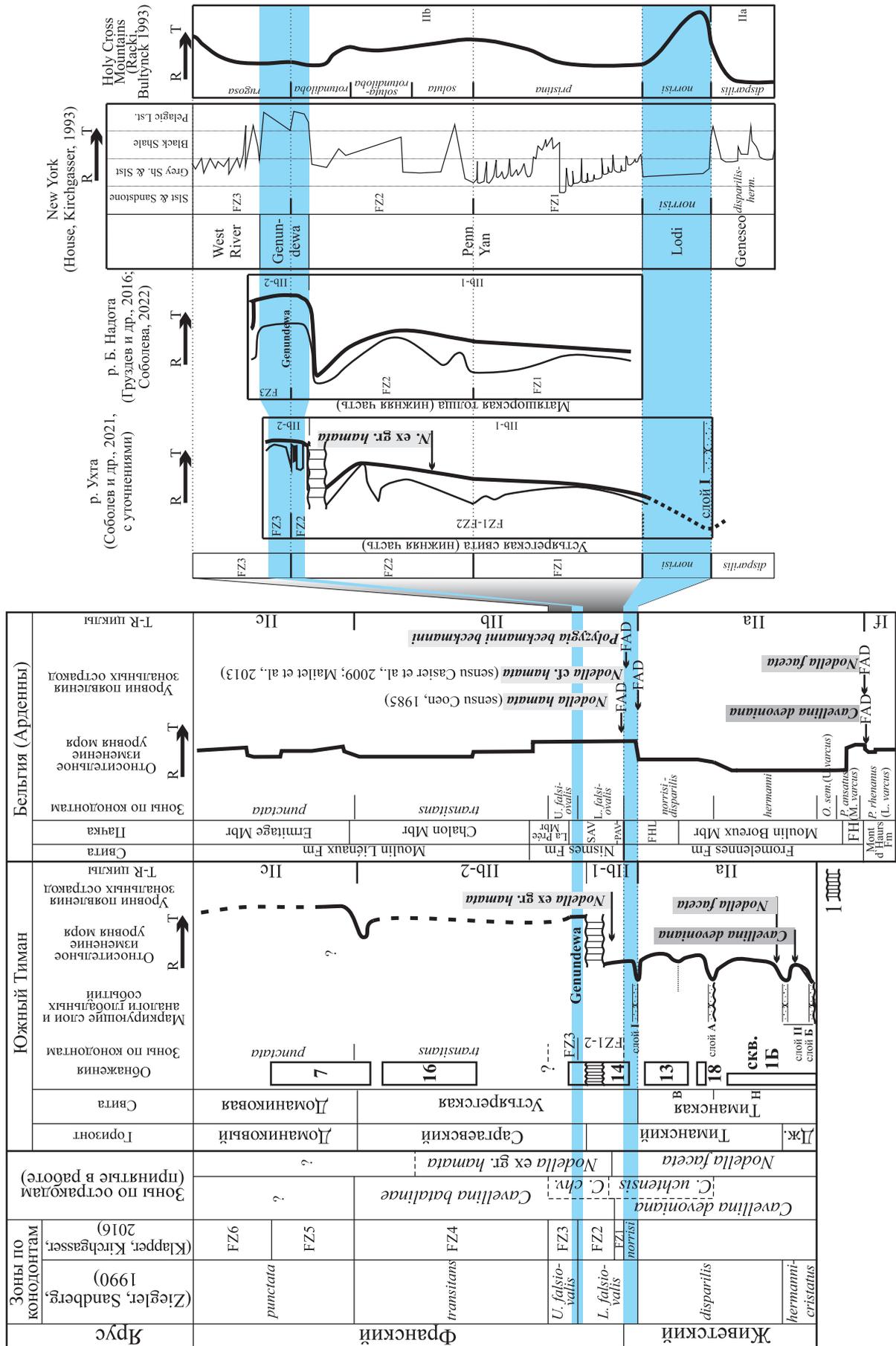


Рис. 2. Схема сопоставления трансгрессивно-регрессивной последовательности (цикличности) стратотипических разрезов Южного Тимана (Соболев и др., 2021, с изменениями) с разрезами Бельгии (Bultynck et al., 1987; Gouwy, Bultynck, 2000, 2003; Casier et al., 2009; Narkiewicz, Bultynck, 2010; Boulvain et al., 2010; Mailliet et al., 2013; Pas et al., 2015, 2017), Северной Америки (House, Kirchgasser, 1993), Польши (Racki, Bultynck, 1993) и Приполярного Урала, разрез на р. Б. Надота (Груздев и др., 2016; Соболева, 2022, с изменениями).

Трансгрессивно-регрессивные (Т-Р) циклы – по (Johnson et al., 1985; Day et al., 1996; Day, 1998). 1 – стратиграфический перерыв. Дж. – Джьерская, С. чхв. – Cavellina chvorostanensis, FH – Flohimont Member, FHL – Fort Hulobiet Member, PAV – Pont d’Avignon Member, SAV – Sourd d’Ave Member, FZ – Франская зона, FAD – уровень первого появления.

Fig. 2. Scheme comparing the transgressive-regressive sequence (cyclicality) of the Southern Timan regional stratotype sections (Sobolev et al., 2021, with changes) with those of sections in Belgium (Bultynck et al., 1987; Gouwy et al., 2000; Gouwy, Bultynck, 2003; Casier et al., 2009; Narkiewicz, Bultynck, 2010; Boulvain et al., 2010; Mailliet et al., 2013; Pas et al., 2015, 2017), North America (House, Kirchgasser, 1993), Poland (Racki, Bultynck, 1993) and the SubPolar Urals, Bol'shaya Nadota River section (Gruzdev et al., 2016; Soboleva, 2022, with changes).

Transgressive-regressive (T-R) cycles by (Johnson et al., 1985; Day et al., 1996; Day, 1998). 1 – stratigraphic break. J. – Dzerskaya, C. chv. – Cavellina chvorostanensis, FH – Flohimont Member, FHL – Fort Hulobiet Member, PAV – Pont d’Avignon Member, SAV – Sourd d’Ave Member, FZ – Frasnian Zone, FAD – first appearance datum.

ной шкалы (Решение..., 1990; Постановления..., 2008). В свою очередь, этот этап подразделяется на два более мелких – саргаевский и семилукский (Решение..., 1990; Родионова и др., 1995), которые ограничены региональными перерывами (Ляшенко, 1959; Тихомиров, 1995). Событие Genundewa маркируется плотными органогенно-обломочными микритовыми известняками с маломощными прослоями глин и хорошо прослеживается на Южном Тимане. Нижний цикл, возможно, отвечает так называемому новоспасскому горизонту (= подснеготорский горизонт), выделявшемуся С.В. Тихомировым и А.И. Ляшенко в основании саргаевского надгоризонта в центральных районах Русской платформы (Тихомиров, 1995, с. 90–94). В отложениях этого горизонта также установлено резко трансгрессивное налегание известняков в верхней его части и наличие в ряде разрезов локального размыва. С.В. Тихомиров подчеркивает, что новоспасский горизонт тесно связан с перекрывающими трансгрессивно залегающими отложениями и является их базальным горизонтом, а также содержит ряд видов брахиопод, свойственных подстилающему верхнекыновскому горизонту (Тихомиров, 1995, с. 90). Аналогичная ситуация с распространением “верхнетиманской” фауны в нижней части устьярегской свиты отмечается в стратотипических разрезах Южного Тимана (Кузьмин, 1995; Опорные разрезы..., 1997).

Нижний цикл устьярегской свиты состоит из четырех мелких трансгрессивно-регрессивных циклитов (см. рис. 2). На этом же стратиграфическом уровне (зоны FZ1-FZ2) в отложениях изолированной карбонатной платформы (Приполярный Урал, р. Б. Надота) прослеживаются три мелких циклита над которыми также установлена резкая трансгрессия, сопоставляемая с событием Genundewa (Груздев и др., 2016; Соболева, 2022, с изменениями). В Северной Америке событие Genundewa является наиболее фаунистически охарактеризованным трансгрессивным событием (House, Kirchgasser, 1993). Верхняя часть события соответствует конодонтовой зоне FZ3, а нижняя – FZ2 (Kirchgasser et al., 1994; Klapper, Kirchgasser, 2016). Подстилающая формация Penn Yan Северной Америки с известняками Lodi в основании образует четыре трансгрессивно-регрессивных циклита (см. рис. 2), отражающихся в изменении фаций (House, Kirchgasser, 1993; House, 2002) в объеме конодонтовых зон porrisi (верхний живет), FZ1 и FZ2 (нижний фран) (Kirchgasser et al., 1994). С основания конодонтовой зоны porrisi в подошве известняков Lodi начинается крупный трансгрессивно-регрессивный цикл Пб (Johnson et al., 1985; Brett et al., 2011). В другой интерпретации цикличности Северной Америки (север Аппалачей) на этом стратиграфическом уровне также установлено четыре циклита (Baird et al., 2006; Zambito IV et al., 2007, 2012).

В Арденнах (Бельгия) нижнему циклу устьярегской свиты, вероятно, соответствует верхняя часть Fort Hulobiet Mbr, где начинается крупный трансгрессивно-регрессивный цикл (см. рис. 2), который продолжается в формации Nismes. По мнению К. Наркевич и П. Бултинк (Narkiewicz, Bultynck, 2010) нижняя часть этого цикла, возможно, соответствует конодонтовой зоне *porrisi* верхнего живета. Трансгрессивно-регрессивная цикличность, построенная для разрезов Польши (см. рис. 2), показывает слабопроявленную трансгрессию на уровне конодонтовых зон FZ2–FZ3 и три цикла на уровне *porrisi*-FZ2 (Racki, Bultynck, 1993). В объеме конодонтовой зоны *porrisi* авторами установлен крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, соответствующий началу цикла Pb (Johnson et al., 1985).

Установленные нами четыре мелких цикла в объеме конодонтовых зон FZ1–FZ2 в нижней части устьярегской свиты (до поверхности размыва), скорее всего, отвечают нижней части цикла Pb (Johnson et al., 1985) или подциклу Pb-1 (Day et al., 1996; Day, 1998) такого же стратиграфического объема. Таким образом, возможный уровень конодонтовых зон *porrisi*–*pristina* в изученном разрезе находится в пределах верхней части нефтеносного пласта I, т. е. вблизи основания устьярегской свиты. Этого же мнения авторы придерживались в своей предыдущей работе (Соболев и др., 2022).

Стратиграфически выше устьярегской свиты расположена доманиковая свита, представленная тонким переслаиванием кремнистых аргиллитов, микрослоистых битуминозных кремнистых известняков и кремней. Формирование этих отложений связано с продолжающейся обширной доманиковой трансгрессией, начавшейся во время формирования верхней части устьярегской свиты (Kuzmin et al., 1997).

Следует отметить, что применение осадочной цикличности в комплексе с биостратиграфическими данными служит дополнительным корреляционным критерием и не является определяющим при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов. В первую очередь это связано с разнонаправленными тектоническими движениями, нивелирующими или усугубляющими проявления эвстатических колебаний в различных частях палеобассейна в одно и то же время.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСТРАКОД В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Нами проведен анализ распространения остракод в живетско-франских пограничных отложениях Тимано-Североуральского региона (см. рис. 1). Установлена сопряженность с остракодами Франко-Бельгийского бассейна (Coen, 1985; Bultynck et al., 1987; Casier, Preat, 2009; Casier et al., 2011, 2013;

Maillet et al., 2013, 2016; и др.). Мы ограничились тиманско-саргаевским временем, поскольку в данном регионе рассматриваются в основном три варианта проведения границы между живетским и франским ярусами: в основании и внутри тиманского (= кыновского) горизонта, а также в основании саргаевского горизонта (Халымбаджа, 1981; Кузьмин, 1995; Овнатанова и др., 1999; Мельникова и др., 2004; Цыганко, 2006, 2011; Ovnatanova, Kononova, 2008; Фортунатова и др., 2013; и др.). По нашему мнению, потенциальный уровень нижней границы франского яруса верхнего девона проходит вблизи основания устьярегской свиты, т. е. внутри верхнетиманского подгоризонта (Соболев и др., 2022). Обнажение 14 на р. Ухта (Южный Тиман) является ключевым в определении данной границы.

Важное стратиграфическое значение в определении современной границы среднего-верхнего девона в стратотипических разрезах Южного Тимана имеют находки конодонтов *Ctenopolygnathus lanei* Kuzm., *Youngquistognathus posterus* Kuzm. и *Ancyrodella binodosa* Uyeno. Вид *Ctenopolygnathus lanei* Kuzm. широко распространен в нижнесреднефранских отложениях различных регионов мира. Известен из нижнефранских отложений Южного и Среднего Тимана России (Кузьмин, 1995, 2001 (= *Polygnathus lanei* Kuzm.); Ovnatanova et al., 1999 (= *Polygnathus* aff. *angustidiscus* Young.)), Holy Cross Mountains Польши (Dzik, 2002 (= *Ctenopolygnathus angustidiscus* Young.)), Tafilalt Южного Марокко (Aboussalam, Becker, 2007 (= *Ctenopolygnathus lanei* Kuzm.) и среднефранских отложений северо-западной Канады (Klapper, Lane, 1985 (= *Polygnathus* aff. *angustidiscus* Young.)), Среднего Тимана (Кузьмин, 2001 (= *Polygnathus lanei* Kuzm.)) и Главного девонского поля России (Zhuravlev et al., 1997 (= *Polygnathus lanei* Kuzm.)). По мнению (Aboussalam, Becker, 2007), вид *Ctenopolygnathus lanei* Kuzm. является дополнительным биостратиграфическим маркером границы среднего-верхнего девона. Однако изображение данного вида в работе авторов (Aboussalam, Becker, 2007, стр. 356, фиг. 6L, 6M) не отвечает описанию диагноза голотипа (Кузьмин, 2001, с. 69, табл. X, фиг. 1–3).

В работах (Кузьмин, 1995; Ovnatanova et al., 1999) отмечается появление *Ctenopolygnathus lanei* Kuzm. в верхнетиманской подсвите в разрезе на р. Ухта (обн. 13а). Однако в более поздней работе А.В. Кузьмина (2001) распространение данного вида ограничено устьярегской и нижней частью доманиковой свит Южного Тимана, а также устьярегской и крайпольской свит Среднего Тимана. Нами этот вид совместно с *Youngquistognathus posterus* Kuzm. найден только в устьярегской свите над поверхностью размыва (обр. 8) в верхней части обн. 14, сопоставляемой с саргаевским горизонтом (Соболев и др., 2022).

Вид *Ancyrodella binodosa* Uyeno является предковой формой *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalym. et Tchern. – вида-индекса нижней границы франского яруса верхнего девона. Распространение видов *Ancyrodella binodosa* Uyeno и/или ранних форм *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant) в верхнеживетском подъярусе среднего девона отмечено в работах (Bultynck, 1983; Bultynck et al., 1987; Racki, 1985; Racki, Wrzolek, 1989; Miller, 2007). По данным (Bultynck, 1983), этот вид распространен в верхнеживетско-нижнефранских отложениях в интервале конодонтовых зон Upper dengleri–Lower asymmetricus. В работе (Bultynck et al., 1987) появление *Ancyrodella binodosa* Uyeno зафиксировано в верхней части формации Fromelennes на уровне конодонтовой зоны Lowermost asymmetricus верхнего живета (разрез Ny). В скв. 3 Чигирино Кировской области В.Г. Халымбаджа и Н.Г. Чернышева (1970) описали новый вид конодонтов *Ancyrodella prima* Khalym. et Tchern. Примечательно, что этот таксон найден в карбонатной пачке среднего живета, возраст которой определен по фауне остракод. По мнению Г. Клаппера (Klapper, 2021), *Ancyrodella prima* Khalym. et Tchern. является переходной формой между *Ancyrodella binodosa* Uyeno и *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalym. et Tchern. На наш взгляд, *Ancyrodella prima* Khalym. et Tchern. является родоначальником рода *Ancyrodella*, что делает спорным вывод Г. Клаппера. Существует и другое мнение относительно первого появления ранних форм анцироделл. По мнению С. Абуссалам и Т. Беккера (Aboussalam, Becker, 2007), виды *Ancyrodella binodosa* Uyeno и *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalym. et Tchern. раннефранские и оба произошли от *Ozarkodina sannemanni* Bischoff et Ziegler, широко распространенного в верхнем живете.

Вид *Ancyrodella binodosa* Uyeno является видом-индексом местной конодонтовой зоны, отвечающей верхнетиманскому подгоризонту Тимано-Печорской провинции (Решение..., 1990; Опорные разрезы..., 1997). В основании этого подгоризонта Н.С. Овнатановой и Л.И. Кононовой предложено проводить нижнюю границу франского яруса (Ovnatanova, Kononova, 2008). В региональной схеме зона *Ancyrodella binodosa* сопоставляется с остракодовой подзоной *Cavellina devoniana*. Остракоды этой подзоны будут рассмотрены ниже. В.Г. Халымбаджа (1981) отмечает находки *Ancyrodella binodosa* Uyeno в верхнетиманской подсвите в разрезе на р. Ухта (обн. 18). Нами этот вид найден совместно с более развитыми анцироделлами в верхней части обн. 14 над поверхностью размыва (обр. 2) в устьярегской свите (Соболев и др., 2022). А.В. Кузьмин (1995) также отмечает находки *Ancyrodella binodosa* Uyeno только в устьярегской свите. Следует отметить, что находки этого вида В.Г. Халымбаджей в верхнетиманской подсвите

никак не противоречат предложенному нами положению потенциальной границы между живетским и франским ярусами вблизи основания устьярегской свиты, т. е. в верхней части верхнетиманского подгоризонта (Соболев и др., 2022).

В региональной стратиграфической схеме (Решение..., 1990; Постановления..., 2008) для тиманско-саргаевского времени используются виды-индексы остракод *Ornatella multiplex* Rozhd., *Cavellina devoniana* Eg., *Cavellina chvorostanensis* Pol. и *Franklinella jaregae* Mart. Вид *Ornatella multiplex* Rozhd. является видом-индексом местной остракодовой зоны, отвечающей нижнетиманскому подгоризонту, вид *Cavellina devoniana* Eg. – верхнетиманскому подгоризонту, а виды *Cavellina chvorostanensis* Pol. и *Franklinella jaregae* Mart. – саргаевскому горизонту Тимано-Печорской провинции (Решение..., 1990; Опорные разрезы..., 1997; Постановления..., 2008).

Остракоды нижнетиманского подгоризонта представлены видами *Ornatella multiplex* Rozhd., *Cavellina devoniana* Eg., *Nodella faceta* Rozhd., *Uchtovia polenovae* Eg., *Healdianella inclinata* Pol., *Pseudonodellina strelniensis* Pol., *Schneideria schigrovskiensis* (Pol.), *Cytherellina cuneata* Rozhd., *Buregia egorovi* Pol. nom. nud. и др. На этом стратиграфическом уровне выделена остракодовая зона *Ornatella multiplex* (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Ornatella multiplex* Rozhd. описан из “среднего кыновского известняка” Западной Башкирии (Рождественская, 1959). В Тимано-Печорской провинции распространение вида ограничено нижнетиманским подгоризонтом (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997; Мельникова и др., 2004).

Вид *Nodella faceta* Rozhd. известен из отложений среднего живета-нижнего франа (конодонтовые зоны varcus-Lower falsiovalis) Франко-Бельгийского бассейна (Casier et al., 2013; Maillet et al., 2013), также его распространение отмечено в отложениях тиманского и саргаевского горизонтов Урала и Русской платформы (Рождественская, 1972; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997; и др.).

Вид *Uchtovia polenovae* Eg. характерен для отложений тиманского и саргаевского горизонтов Урала и Русской платформы (Егоров, 1953; Поленова, 1955; Рождественская, 1959, 1972; Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Schneideria schigrovskiensis* Pol. характерен для отложений тиманского и саргаевского горизонтов Восточно-Европейской платформы и Урала (Рождественская, 1959, 1972; Орлов, 1993; Мельникова и др., 2004). Присутствие вида также отмечается в нижнефранских отложениях Польши (Zbikowska, 1983). К виду *Schneideria schigrovskiensis*, кроме того, следует относить некоторые формы, определяемые как *Schneideria groosae* (Becker) (Casier,

Preat, 2009; Casier et al., 2013). Во Франко-Бельгийском бассейне этот вид распространен в среднеживецко-среднефранских отложениях в интервале конодонтовых зон hermanni-jamieae (Casier, Preat, 2009; Casier et al., 2013).

Виды *Healdianella inclinata* Pol. и *Cytherellina cuneata* Rozhd. характерны для отложений тиманского горизонта Южного Тимана и Гряды Чернышева (Орлов, Фокин, 1991; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Pseudonodellina strelniensis* Pol. известен из отложений тиманского и саргаевского горизонтов, а *Buregia egorovi* Pol. характерен только для отложений тиманского горизонта (Поленова, 1955; Рождественская, 1959, 1972; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Cavellina devoniana* Eg. является видом-индексом местной остракодовой зоны, отвечающей верхнетиманскому подгоризонту Тимано-Печорской провинции (Опорные разрезы..., 1997). Однако его появление отмечено в отложениях как нижнетиманского подгоризонта, так и саргаевского горизонта (Поленова, 1953; Рождественская, 1959, 1972; Опорные разрезы..., 1997; Мельникова и др., 2004). Во Франко-Бельгийском бассейне этот вид распространен в среднеживецко-нижнефранских отложениях в интервале конодонтовых зон varcus-falsiovalis (Casier, Preat, 2009; Narkiewicz, Bultynck, 2010; Casier et al., 2011; Maillet et al., 2013, 2016).

Остракоды верхнетиманского подгоризонта представлены проходящими из нижнетиманских отложений *Cavellina devoniana* Eg., *Nodella faceta* Rozhd., *Uchtovia polenovae* Eg., *Healdianella inclinata* Pol., *Pseudonodellina strelniensis* Pol., *Schneideria schigrovskiensis* (Pol.), *Cytherellina cuneata* Rozhd. и др. С основания верхнетиманской подсвиты появляются *Rectella elata* Zasp., *Acratina pestrozvetica* Eg., *Cavellina uchtensis* Eg., *Marginia tuberculata* Rozhd., *Gravia fabra* Zasp., *Indivisia indistincta* Gleb. et Zasp. и др. (Опорные разрезы..., 1997). На этом стратиграфическом уровне выделяется зона *Cavellina devoniana* (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Cavellina uchtensis* Eg. характерен только для отложений верхнетиманского подгоризонта (Егоров, 1953; Опорные разрезы..., 1997). Вид *Rectella elata* Zasp. впервые описан из свинордских слоев среднего франа Новгородской области (Заспелова, 1959). Его распространение отмечено в отложениях верхнетиманского подгоризонта и саргаевского горизонта (Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Acratina pestrozvetica* Eg. описан из отложений верхнетиманского подгоризонта и распространен в регионе вплоть до доманикового горизонта Южного Тимана, гряды Чернышева и Урала (Егоров, 1953; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997; Soboleva, Sobolev, 2019). Ранее мы предлагали его в качестве вида-индекса остракодовой зоны, отвечающей верхнетиманскому подгоризонту Тима-

но-Печорской провинции, взамен проходящего из нижнетиманских отложений *Cavellina devoniana* Eg. (Soboleva, Sobolev, 2019).

Вид *Indivisia indistincta* Gleb. et Zasp. впервые описан из свинордских и ильменских слоев среднего франа Главного девонского поля (Заспелова, 1959) и характерен для отложений верхнетиманского подгоризонта и саргаевского горизонта Южного Тимана и Гряды Чернышева (Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997). Вид *Gravia fabra* Zasp., также впервые описанный из свинордских слоев Главного девонского поля, широко распространен в верхнетиманском подгоризонте Южного Тимана (Опорные разрезы..., 1997).

Вид *Marginia tuberculata* Rozhd. известен из саргаевских отложений Южного Урала, саргаевских и доманиковых отложений платформенной Башкирии (Рождественская, 1972). А.Н. Орловым этот вид указан в качестве характерного для зоны *Cavellina devoniana* (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993).

Остракоды устьерегской свиты (= верхняя часть верхнетиманского горизонта + саргаевский горизонт в полном объеме) представлены проходящими из тиманской свиты *Nodella faceta* Rozhd., *Pseudonodellina strelniensis* Pol., *Cavellina devoniana* Eg., *Uchtovia polenovae* Eg., *Cavellina uchtensis* Eg., *Rectella elata* Zasp., *Schneideria schigrovskiensis* Pol., *Acratina pestrozvetica* Eg. и др., имеющие широкий стратиграфический диапазон распространения от верхнего живета до среднего франа. В нижней части свиты (терригенный интервал разреза с обломочным кварцевым материалом) последовательно появляются остракоды *Cavellina batalinae* Zasp., *Nodella ex gr. hamata* Becker, *Cavellina chvorostanensis* Pol. и др. В саргаевском горизонте отмечено появление *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp. и *Evlanella rara* Rozhd. На этом стратиграфическом уровне выделена зона *Cavellina chvorostanensis* (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997).

Распространение видов *Cavellina batalinae* Zasp. и *Amphissites irinae* Gleb. отмечено в отложениях саргаевского горизонта Русской платформы и Южного Тимана (Заспелова, 1959; Рождественская, 1972; Орлов, 1993; Опорные разрезы..., 1997; Evdokimova, 2006). Однако *Cavellina batalinae* Zasp. обнаружен нами (Соболев и др., 2022) в верхней части тиманского горизонта (нижняя часть устьерегской свиты).

Вид *Cavellina chvorostanensis* Pol. является видом-индексом не только местной остракодовой зоны, отвечающей саргаевскому горизонту Тимано-Печорской провинции (Опорные разрезы..., 1997), но и региональной зоны, соответствующей унифицированному саргаевскому горизонту ВЕП (Решение..., 1990). Вид впервые описан из верхнешигровских слоев Воронежской области (Поленова, 1953). Появление *Cavellina cf. chvorostanensis* Pol. зафиксировано в верхней подсвите чаплыгинской свиты (усманские слои), подстилающей отложения саргаевского

горизонта (Родионова и др., 1995). На Главном девонском поле находки *Cavellina cf. chvorostanensis* отмечались в интервале снетогорских-псковских слоев саргаевского горизонта (Evdokimova, 2006; Иванов и др., 2012). Нами этот вид встречен в верхней части верхнетиманского подгоризонта и нижней части саргаевского горизонта в разрезах Южного Тимана.

Вид *Evlanella rara* Rozhd. описан из “среднего кыновского известняка” Башкирии (Рождественская, 1972). В разрезах Южного Тимана его находки характерны для зоны *Cavellina chvorostanensis* (Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993). Нами вид *Evlanella rara* Rozhd. встречен в саргаевском горизонте.

Вид *Nodella hamata* впервые описан Г. Беккером (Becker, 1968) из пластов Refrath франского яруса Германии и имеет в качестве отличительной видовой особенности изолированную лопасть L4 с небольшим гистальным шипом. Вид встречается во франском ярусе Арденн формации Nismes (Coen, 1985, Pl. 3, Fig. 3; Bultynck et al., 1987) и верхней части живетского яруса формации Fromelennes (Casier, Preat, 2009, *Nodella cf. hamata*, p. 99, Pl. 4, Fig. 3; Maillet et al., 2013, *Nodella hamata*, Fig. 6 AC). На наш взгляд, отсутствие гистального шипа на приводимых изображениях живетских форм ноделлид не позволяет однозначно относить их к этому виду. Поэтому на данном этапе изучения их достоверный интервал распространения можно считать раннефранским (интервал конодонтовых зон FZ1–FZ4). Схожая форма фрагмента взрослой раковины (*Nodella* sp., Fig. 5–9) встречена в разрезе на руч. Шера на уровне конодонтовой зоны FZ2 (Telnova et al., 2019). В разрезах Южного Тимана подобные формы ноделлид установлены М.Н. Москаленко как *Nodella* sp. nov. (Опорные разрезы..., 1997) без палеонтологического описания вида. Поскольку этот таксон имеет важное стратиграфическое значение в определении современной границы среднего верхнего девона, то мы рассматриваем его в составе группы таксонов – *Nodella ex gr. hamata*.

По данным М.Н. Москаленко (Опорные разрезы..., 1997) в саргаевском горизонте Южного Тимана (р. Ярега, обн. 16, зона FZ4) встречаются *Mennerella deserta* Rozhd., *A. vastigata* Zasp., *Acratia spinulata* Zasp. Последний вид встречен нами в разрезе р. Изъяэль (гряда Чернышева) несколько ниже интервала события Genundewa (зона FZ2).

Появление зональных видов *Entomozoe (R.) scabrosa* Pol., *Ungerella jaregae* Mart. и *Nodella svinordensis* Zasp. фиксируется в верхней части устьярегской свиты (Орлов, 1993).

Вид *Mennerella deserta* Rozhd. описан из саргаевского горизонта Южного Урала (Рождественская, 1972). *Acratia spinulata* Zasp. встречается в псковских и чудовских слоях, а вид *Acratia vastigata* Zasp. – в интервале снетогорских-дубниковских слоев саргаевского горизонта Главного девонского поля (Заспелова, 1959; Evdokimova, 2006; Иванов и др., 2012).

СХЕМА ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЖИВЕТСКО-ФРАНКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Проведенный нами анализ распространения остракод в разрезах Тимано-Североуральского региона выявил несоответствия уровней появления зональных таксонов с границами зон в региональной стратиграфической схеме (см. рис. 1). Например, вид *Cavellina devoniana* Eg. характерен для всего тиманского горизонта, а интервал его распространения охватывает конодонтовые зоны varcus – Upper falsiovalis (= FZ3)). Уровень верхнетиманского подгоризонта характеризуют остракоды *Cavellina uchtensis* Eg. и *Acratina pestrozvetica* Eg. Вид *Cavellina chvorostanensis* Pol. появляется в верхней части тиманского горизонта практически в основании конодонтовой зоны FZ2, а не в основании саргаевского, как было установлено ранее. Вид *Nodella faceta* Rozhd., характерный для тиманского горизонта, сменяется видом *Nodella ex gr. hamata* Becker внутри верхнетиманского подгоризонта практически в основании устьярегской свиты. В настоящее время, именно появление видов *Nodella ex gr. hamata* Becker и *Cavellina batalinae* Zasp. наиболее близко к предполагаемому нами положению границы между живетским и франским ярусами (основание конодонтовой зоны FZ1) в Тимано-Североуральском регионе.

Остракоды семейств Cavellinidae (Egorov, 1950) и Nodellidae (Zaspelova, 1952) широко встречаются во франских отложениях Восточно-Европейской платформы и Урала (Поленова, 1955; Рождественская, 1959, 1972; Опорные разрезы..., 1988, 1997; Орлов, Фокин, 1991; Орлов, 1993; Kuzmin et al., 1997; Мельникова и др., 2004; Zhuravlev et al., 2006; Soboleva, Sobolev, 2019; Telnova et al., 2019; и др.), а также Франко-Бельгийского бассейна (Bultynck et al., 1987; Malec et al., 1996; Casier, Preat, 2009; Casier et al., 2011, 2013; Maillet et al., 2013, 2016; и др.). Учитывая особенности распространения остракод семейств Cavellinidae и Nodellidae, а также выявленные несоответствия уровней появления зональных видов с границами зон в региональной стратиграфической схеме, разработана схема зонального расчленения живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе (рис. 3). Выделены две зональные последовательности. Основание зон проводится по появлению вида-индекса остракод. В качестве стратотипа предлагаются разрезы Южного Тимана.

Последовательность Cavellinidae Egorov, 1950.

Представители рода *Cavellina* в основном обитали в пределах мелководного шельфа на песчаных грунтах и вели придонный образ жизни. Они широко распространены в пределах мелководного шельфа, по которому разносились течениями и осаждались в более гидродинамически спо-

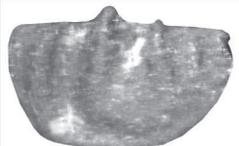
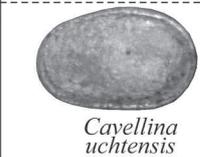
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зоны по конодонтам		Зоны по остракодам		
						Cavellinidae	Nodellidae	
Девонская	Верхний Франский	Доманиковский		<i>punctata</i>	FZ6	?	?	
					FZ5			
		Саргаевский			<i>transitans</i>	FZ4		
					Upper <i>falsiovalis</i>	FZ3		
		Тиманский			Lower <i>falsiovalis</i>	FZ2		
						FZ1		
	Средний Живетский	Джёрберский			<i>norrisi</i>			
					<i>disparilis</i>			
					<i>hermanni-cristatus</i>			

Рис. 3. Обновленный вариант схемы зонального расчленения живетско-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе.

FZ – франская зона.

Fig. 3. Updated zonal biostratigraphic scheme of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-North Ural region.

FZ – Frasnian Zone.

койных углубленных обстановках в качестве аллохтонной составляющей. В этой последовательности выделены четыре зоны: *Cavellina devoniana*, *Cavellina uchtensis*, *Cavellina batalinae*, *Cavellina chvorostanensis* (см. рис. 3).

Зона *Cavellina devoniana*. В нашем понимании, в Тимано-Уральском регионе она охватывает верхнюю часть джёрберского и часть тиманского горизонта в объеме трех крупных трансгрессивно-регрессивных циклов тиманской свиты и начальную трансгрессивную фазу нижней части устьерегской свиты. Кровля зоны проводится по появлению вида-индекса вышележащей зоны *Cavellina batalinae*, приблизительно в основании конодонтовой зоны FZ2. Содержит *Cavellina devoniana* Eg., *Ornatella multiplex* Rozhd., *Nodella faceta* Rozhd., *Uchtovia polenova* Eg., *Pseudonodellina strelniensis* Pol. и др. Во Франко-Бельгийском бассейне появление вида-индекса зоны отмечается на уровне, сопоставляемом с конодонтовой зоной *varcus*, значительно ниже, чем в Тимано-Североуральском регионе.

Зона *Cavellina batalinae*. Охватывает верхнюю часть тиманского горизонта и саргаевский

горизонт в объеме части нижнего трансгрессивно-регрессивного цикла, регионального размыва и крупного верхнего трансгрессивно-регрессивного цикла устьерегской свиты. Последний цикл соответствует трем более мелким трансгрессивно-регрессивным циклитам, образующим снеготорско-дубниковские слои Главного девонского поля (Zhuravlev et al., 2006; Evdokimova, 2006; Тарасенко, 2012). Стратиграфический объем зоны *Cavellina batalinae* соответствует интервалу конодонтовых зон FZ2–FZ4. Корреляция оснований зон *Cavellina batalinae* и FZ2 условная. Помимо проходящих снизу таксонов комплекс зоны состоит из *Cavellina batalinae* Zasp., *Nodella ex gr. hamata* Becker, *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp., *Mennerella deserta* Rozhd., *Acratia spinulata* Zasp., *A. vastigata* Zasp. и др.

Более узкий стратиграфический диапазон распространения характерен для *Cavellina uchtensis* Eg. и *Cavellina chvorostanensis* Pol., по появлению которых выделяются одноименные зоны.

Зона *Cavellina uchtensis*. Охватывает весь верхнетиманский подгоризонт в объеме трансгрессив-

но-регрессивного цикла (верхнетиманская под-свита) и часть следующего цикла (нижняя часть устьярегской свиты). Основание зоны, вероятно, совпадает с основанием местной конодонтовой зоны *Ancyrodella binodosa* (Опорные разрезы..., 1997). Кровля проводится по появлению вида-индекса вышележащей остракодовой зоны *Cavellina chvorostanensis* Pol. внутри конодонтовой зоны FZ2. Помимо проходящих таксонов содержит *Cavellina uchtensis* Eg., *Rectella elata* Zasp., *Acratina pestrozvetica* Eg., *Gravia fabra* Zasp. и др.

Зона *Cavellina chvorostanensis* (Н.А. Фокин (Орлов, Фокин, 1991)). Охватывает узкий стратиграфический интервал от верхней части верхнетиманского подгоризонта (конечная фаза мелкого трансгрессивно-регрессивного циклита в верхней части цикла Пв-1) до нижней части саргаевского горизонта (в пределах резкой трансгрессии, сопоставляемой с событием Genundewa). Установленный объем зоны охватывает часть конодонтовой зоны FZ2 и FZ3. Основание зоны проходит внутри конодонтовой зоны FZ2. Содержит *Evlanella rara* Rozhd., а также новые виды родов *Marginia*, *Rectella* и др., не опубликованные, но приведенные М.Н. Москаленко в списках видов устьярегской свиты (Опорные разрезы..., 1997).

Последовательность *Nodellidae* Zaspelova, 1952. Представители рода *Nodella* в основном обитали в пределах спокойноводного мелководного шельфа на илистых и алевритистых грунтах и вели бентосный образ жизни. В этой последовательности выделены две зоны: *Nodella faceta* и *Nodella ex gr. hamata* (см. рис. 3). Их стратиграфический объем практически соответствует зонам *Cavellina devoniana* и *Cavellina batalinae*.

Зона *Nodella faceta*. Охватывает практически весь тиманский горизонт в объеме трех крупных трансгрессивно-регрессивных циклов (тиманская свита) и начальной трансгрессивной фазы (нижняя часть устьярегской свиты) четвертого цикла. Кровля зоны проводится по появлению вида-индекса вышележащей зоны *Nodella ex gr. hamata* приблизительно в основании конодонтовой зоны FZ2. Содержит *Nodella faceta* Rozhd., *Cavellina devoniana* Eg., *Ornatella multiplex* Rozhd., *Uchtovia polenova* Eg., *Pseudonodellina strelniensis* Pol. и др. Во Франко-Бельгийском бассейне появление вида-индекса зоны отмечается на уровне, сопоставляемом с конодонтовой зоной *varcus*, значительно ниже, чем в Тимано-Североуральском регионе.

Зона *Nodella ex gr. hamata*. Охватывает часть трансгрессивно-регрессивного цикла верхней части тиманского горизонта (нижняя часть устьярегской свиты), региональный размыв и практически весь саргаевский горизонт в объеме крупного трансгрессивно-регрессивного цикла (большая часть устьярегской свиты, за исключением регрессивной фазы саргаевского цикла осадконако-

пления). Основание зоны приблизительно совпадает с основанием конодонтовой зоны FZ2. Объем зоны *Nodella ex gr. hamata* соответствует интервалу конодонтовых зон FZ2–FZ4. Верхняя граница зоны на данном этапе изучения достоверно не установлена. Ввиду широкого географического распространения *Nodella hamata* (или группы сходных видов) мы выделяем зону *Nodella ex gr. hamata*, сменяющую зону *Nodella faceta* Н.А. Фокина (Орлов, Фокин, 1991). Такая же последовательность наблюдается в отложениях Франко-Бельгийского бассейна. Вид *Nodella faceta* Rozhd. (интервал конодонтовых зон *varcus*–*Lower falsiovalis*) сменяется видом *Nodella hamata* Becker в верхней части формации *Fromelennes* (интервал конодонтовых зон *disparilis*–*Lower falsiovalis*). Отличие заключается в отсутствии полизигидного комплекса с *Polyzygia beckmanni beckmanni* Krömm, который установлен в основании формации *Nismes* Бельгии вблизи исторической границы между живетским и франским ярусами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ распространения остракод в живетско-франских пограничных отложениях Тимано-Североуральского региона. Наиболее значимыми таксонами для биостратиграфического расчленения и корреляции разрезов являются *Cavellina devoniana*, *Cavellina uchtensis*, *Cavellina batalinae*, *Cavellina chvorostanensis*, *Nodella faceta* и *Nodella ex gr. hamata*. Сходные комплексы остракод установлены в разрезах Франко-Бельгийского бассейна.

Для Тимано-Североуральского региона разработан обновленный вариант схемы зонального расчленения живетско-франского пограничного интервала с учетом особенностей распространения остракод семейств *Cavellinidae* и *Nodellidae*, а также несоответствия уровней появления зональных видов с границами зон в региональной стратиграфической схеме. Показана корреляция остракодовых зон относительно конодонтовой шкалы.

Установлена сопряженность биостратиграфических данных в комплексе с трансгрессивно-регрессивной последовательностью осадконакопления, показывающая более обоснованное решение вопроса о положении нижней границы франского яруса верхнего девона в Тимано-Североуральском регионе. Сопоставление с циклитами других регионов мира показало, что потенциальный уровень нижней границы франского яруса верхнего девона проходит вблизи основания устьярегской свиты, т. е. внутри верхнетиманского подгоризонта. Выше предполагаемой нами границы зафиксировано первое появление остракод *Nodella ex gr. hamata* и *Cavellina batalinae*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Груздев Д.А., Соболева М.А., Соболев Д.Б., Журавлев А.В. (2016) Франские отложения на р. Большая Надота (Приполярный Урал) – стратиграфия и условия образования. *Литосфера*, (6), 97-116.
- Егоров В.Г. (1953) Остракоды франского яруса Русской платформы. Ч. 2. Bairdiidae, Hollinidae, Kirkbyidae. Л.: Гостоптехиздат, 65 с.
- Заспелова В.С. (1959) Остракоды и их значение для стратиграфии девона Северо-Западных областей Русской платформы. *Тр. ВНИГРИ* (Микрофауна СССР), вып. 136, сб. X, 5-131.
- Иванов А.О., Стинкулис Г.В., Евдокимова И.О., Журавлев А.В. (2012) Опорные разрезы эйфельских-нижнефранских отложений востока Главного девонского поля. Путеводитель экскурсии 21–24 сентября 2012 г. (III Всерос. совещ. “Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия”). СПб., 54 с.
- Кузьмин А.В. (1995) Нижняя граница франского яруса на Русской платформе. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 3(3), 111-120.
- Кузьмин А.В. (2001) Новые виды конодонтов из франских отложений Среднего Тимана. *Палеонтол. журн.*, 4, 65-72.
- Ляшенко А.И. (1959) Атлас брахиопод и стратиграфия девона Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 451 с.
- Ляшенко А.И. (1973) Брахиоподы и стратиграфия нижнефранских отложений Южного Тимана и Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 280 с.
- Мельникова Л.И., Юдина Ю.А., Москаленко М.Н., Попова Е.В. (2004) Новые данные по тиманскому горизонту (D_{3f}) Тимано-Печорского субрегиона. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Мат-лы XIV геол. съезда Республики Коми. Т. 3. Сыктывкар: Геопринт, 265-268.
- Овнатанова Н.С., Кузьмин А.В., Меннер В.В. (1999) Последовательность местных конодонтовых комплексов франского яруса в типовых разрезах на юге Тимано-Печорской провинции. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы*. Мат-лы XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II, 282-284.
- Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана (методические рекомендации по проведению крупномасштабных геологосъемочных работ в Ухтинском районе Коми АССР). (1988) (Сост. Ю.А. Юдина, М.Н. Москаленко). Ухта: ТПО ВНИГРИ, 52 с.
- Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана. (1997) Путеводитель полевой экскурсии. (Сост. Ю.А. Юдина, М.Н. Москаленко). СПб., 80 с.
- Орлов А.Н. (1993) Биостратиграфия верхнего девона Тимано-Печорской провинции по остракодам. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 16 с.
- Орлов А.Н., Фокин Н.А. (1991) Биостратиграфическая зональность по остракодам франских отложений Тимано-Печорской провинции. *Сов. геол.*, 5, 25-30.
- Поленова Е.Н. (1953) Остракоды девонских отложений Центрального девонского поля и среднего поволжья. *Тр. ВНИГРИ*, вып. 68, Л.-М.: Гостоптехиздат, 157 с.
- Поленова Е.Н. (1955) Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области. Л.: Гостоптехиздат, 191-317.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2008) СПб.: ВСЕГЕИ, вып. 38, 120 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. (1990) (Ред. М.А. Ржонническая, В.Ф. Куликова). Л.: ВСЕГЕИ, 60 с.
- Родионова Г.Д., Уманова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонническая М.А., Федорова Т.И. (1995) Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 265 с.
- Рождественская А.А. (1959) Остракоды терригенной толщи девона западной Башкирии и их стратиграфическое значение. *Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений*. М.: Наука, 117-245.
- Рождественская А.А. (1972) Остракоды верхнего девона Башкирии. М.: Наука, 194 с.
- Соболев Д.Б., Соболева М.А., Евдокимова И.О. (2022) Остракоды и конодонты устьярегской свиты стратотипической местности (нижний фран, Южный Тиман). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 17(4), http://www.ngtp.ru/rub/2022/48_2022.html
- Соболев Д.Б., Соболева М.А., Симакова Ю.С. (2021) Положение границы тиманской и устьярегской свит (средний-верхний девон) на Южном Тимане. *Вестн. геонаук*, 12(324), 16-28.
- Соболева М.А. (2022) Биостратиграфия маташорской толщи по конодонтам (франский ярус, Приполярный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 31-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 107-112.
- Тарасенко А.Б. (2012) Особенности строения и обстановки формирования отложений франского яруса в Приильменской части Главного девонского поля. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 132 с.
- Тельнова О.П. (2008) Палинологическая характеристика живетско-франских отложений в эталонном разрезе скв. 1-Бальнеологической (Южный Тиман). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 16(2), 41-59.
- Тихомиров С.В. (1995) Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 445 с.
- Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Карцева О.А. (2013) Строение девонского терригенного комплекса и положение границы среднего и верхнего девона на западе Татарстана. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 88(3), 22-41.
- Халымбаджа В.Г. (1981) Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 212 с.
- Халымбаджа В.Г., Чернышева Н.Г. (1970) Конодонты рода *Ancyrodella* из девонских отложений Волго-Камского края и их стратиграфическое значение. *Биостратиграфия и палеонтология палеозойских отложений востока Русской платформы и Западного Приуралья*. Казань: Изд-во Казан. ун-та, вып. 1, 81-101.
- Цыганко В.С. (2006) Девон Тиманской гряды: основные черты строения и ресурсный потенциал. *Проблемы геологии и минералогии*. Сыктывкар: Геопринт, 365-384.

- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: РИО УрО РАН, 356 с.
- Юманов Ф.Л., Сиваш Н.С., Иванов Н.Ф., Опаренкова Л.И., Куделина Н.В. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Сер. Тиманская. Лист Р-39-VI (Ухта). Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 251 с.
- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.
- Baird G.C., Kirchgasser W.T., Over D.J., Brett C.E. (2006) An Early Late Devonian Bone Bed-Pelagic Limestone Succession: The North Evans-Genundewa Story. Field Trip Guide for the 74th Annual Meeting of the New York State Geological Association: University at Buffalo, Buffalo, N. Y., 354-395.
- Becker G. (1968) Ostracoda aus den Refrath-Schichten (Oberdevon) der Paffrather Mulde (Bergisches Land) – 2: Zur Morphologie und Systematik der Palaeocopida Gattungen *Nodella Zaspelova* und *Aechminella Harlton. Senckenbergiana Lethaea*, **49**, 547-563.
- Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10.
- Boulvain F., Mabille C., Poulain G., Da Silva A.C. (2010) A magnetic susceptibility curve for the Devonian limestone from Belgium. *Geol. Belg.*, **13**, 113-117.
- Brett C.E., Baird G.C., Bartholomew A.J., DeSantis M.K., Ver Straeten C.A. (2011) Sequence stratigraphy and a revised sea-level curve for the Middle Devonian of eastern North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **304**, 21-53.
- Bultynck P. (1983) Origin and development of the conodont genus *Ancyrodella* in the late Givetian – early Frasnian. *Fossils Strata*, **15**, 163-168.
- Bultynck P., Casier J.-G., Coen M., Coen-Aubert M., Godefroid J., Jacobs L., Loboziak S., Sartenaer P., Streel M. (1987) Pre-Congress excursion to the Devonian stratotypes in Belgium. *Bull. Soc. Belge Geol.*, **95**(3), 249-288.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Mailliet S., Petitclerc E., Préat A. (2013) Ostracods and rock facies across the Givetian/Frasnian boundary interval in the Sourd d'Ave section at Ave-et-Auffe (Dinant Synclinorium, Belgium). *Bull. Geosci. Czech Geological Survey, Prague*, **88**(2), 241-264.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Moreau J., Petitclerc E., Préat A. (2011) Ostracods, rock facies and magnetic susceptibility records from the stratotype of the Terres d'Haus Formation (Givetian) at the Mont d'Haus (Givet, France). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **81**, 97-128.
- Casier J.-G., Préat A. (2009) Late Givetian to Middle Frasnian ostracods from Nismes (Dinant Synclinorium, Belgium) and their lithological context. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **79**, 87-115.
- Coen M. (1985) Ostracodes givetiens de l'Ardenne. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **32**, 1-48.
- Day J. (1996) Faunal signatures of Middle-Upper Devonian depositional sequences and sea level fluctuations in the Iowa Basin: U.S. Midcontinent. *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North America Craton*. (Eds. B.J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day) Boulder, Colorado (*Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **306**, 277-300.)
- Day J. (1998) Distribution of latest Givetian-Frasnian Atrypida (Brachiopoda) in central and western North America. *Acta Palaeontol. Polon.*, **43**(2), 205-240.
- Day J., Uyeno T., Norris W., Witzke B.J., Bunker B.J. (1996) Middle-Upper Devonian relative sea-level histories of central and western North American interior basins Witzke B.J., Ludvigson G.A., Day J. (Eds.) *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North America Craton: Boulder, Colorado. (Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **30**, 259-275.)
- Dzik J. (2002) Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontol. Polon.*, **47**, 565-650.
- Evdokimova I. (2006) Benthic ostracods from the Early-Middle Frasnian transition strata in the North-West of the East European Platform, Russia. *Acta Palaeontol. Polon.*, **51**, 773-788.
- Gouwy S., Bultynck P. (2000) Graphic correlation of Frasnian sections (Upper Devonian) in the Ardennes, Belgium. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **70**, 25-52.
- Gouwy S., Bultynck P. (2003) Conodont based graphic correlation of the Middle Devonian formations of the Ardennes (Belgium): implications for stratigraphy and construction of a regional composite. *Revista Española de Micropaleontología*, **35**(3), 315-344.
- House M.R. (2002) Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **181**, 5-25.
- House M.R., Kirchgasser W.T. (1993) Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **70**, 267-292.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- Kirchgasser W.T., Over D.J., Woodrow D.L. (1994) Frasnian (Upper Devonian) strata of the Genesee River Valley, western New York State. New York State Geological Association Field Trip Guidebook, (66th Annual Meeting). (Eds C.E. Brett, J. Scatterday). New York University of Rochester, 325-358.
- Klapper G. (2021) Revision of the Late Devonian conodont genus *Ancyrodella*. *Bull. Geosci.*, **96**(3). Prague, 295-325.
- Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. Devonian of the world, volume III. Paleontology, paleoecology and biostratigraphy. *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, mem. 4, 449-478.
- Klapper G., Kirchgasser W.T. (2016) Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. *J. Paleontol.*, **90**(3), 525-554.
- Klapper G., Lane H.R. (1985) Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N. W. T., Canada. *J. Paleontol.*, **59**(4), 904-951.
- Kuzmin A.V., Yatskov S.V., Orlov A.N., Ivanov A.O. (1997) "Domanik Crisis" in the Evolution of Fauna of the Frasnian Marine Basin in the South Timan. *Paleontol. J.*, **31**(3), 251-258.
- Mailliet S., Danelian T., Casier J.-G. (2016) Middle/Late Givetian ostracod assemblages from the Aisne quarry

- (Durbuy area, Ardenne, Belgium). Biostratigraphic and palaeoecological implications. *Annales de Paléontologie*, **102**, 11-29.
- Maillet S., Milhau B., Dojen C. (2013) Stratigraphical distribution of Givetian ostracods in the type-area of the Fromelennes Formation (Fromelennes, Ardennes, France) and their relationship to global events. *Bull. Geosci.*, **88**(4), 865-892.
- Malec J., Miłaczewski L., Narkiewicz K., Narkiewicz M. (1996) Stratigraphy of the Devonian in the Szwejski IG 3 deep well, Central Poland. *Geol. Quart.*, **40**(3), 367-392.
- Miller C.G. (2007) Growth in early species of the conodont *Ancyrodella* and implications for correlation of the Middle-Upper Devonian boundary. *Geol. Quart.*, **51**(4), 443-452.
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2010) The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus Conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *J. Paleontol.*, **84**(4), 588-625.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166.
- Ovnatanova N.S., Kuzmin A.V., Menner V.V. (1999) The Succession of Frasnian Conodont Assemblages in the Type Sections of the Southern Timan-Pechora Province (Russia). *Bull. Soc. Paleontol. Italia*. Modena, **37**(2/3), 349-360.
- Pas D., Da Silva A.C., Devleeschouwer X., De Vleeckow-er D., Cornet P., Labaye C., Boulvain F. (2017) Insights into a million-year-scale Rhenohercynian carbonate platform evolution through a multi-disciplinary approach: example of a Givetian carbonate record from Belgium. *Geol. Mag.*, **154**(4), 707-739. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000261>
- Pas D., Da Silva A.C., Devleeschouwer X., De Vleeckow-er D., Labaye C., Cornet P., Michel J., Boulvain F. (2015) Sedimentary development and magnetic susceptibility evolution of the Frasnian in Western Belgium (Dinant Synclinorium, La Thure section). In *Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climatic Variations* (Eds A.C. Da Silva, M.T. Whalen, J. Hladil, L. Chadimova, D. Chen, S. Spassov, F. Boulvain, X. Devleeschouwer). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **414**, 15-36.
- Racki G. (1985) Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostom'oty in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**(3-4), 265-275.
- Racki G., Bultynck P. (1993) Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **48**, 1-26.
- Racki G., Wrzolek T. (1989) Middle-Upper Devonian boundary: ambiguous reality of its stratotype. *Cour. Forsch. Senckenberg*, **110**, 231-236.
- Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Conodonts and ostracodes from the Givetian-Frasnian shallow-water deposits of the Southern Timan. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **10**, 28-38.
- Tel'nova O.P., Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Upper Devonian *Cristatisporites deliquescens* palynozone and its correlation (Timan-North Urals Region). *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian research: stratigraphy, environments, climate and resources*. Proc. Kazan Golovkinsky stratigraphic meet. Filodiritto, 253-261. <https://doi.org/10.26352/D924F5043>
- Zambito IV J.J., Baird G.C., Bartholomew A.J., Brett C.E. (2007) Re-examination of the type Ithaca Formation; correlations with sections in western New York: Guidebook – New York State Geological Association, Meeting, **79**, 83-105.
- Zambito IV J.J., Brett C.E., Baird G.C. (2012) The Late Middle Devonian (Givetian) Global Taghanic Biocrisis in Its Type Area (Northern Appalachian Basin): Geologically Rapid Faunal Transitions Driven by Global and Local Environmental Changes. *Earth and Life. International Year of Planet Earth* (Ed. J.A. Talent). Springer, Dordrecht. 1-22. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3428-1_22
- Zbikowska B. (1983) Middle to Upper Devonian ostracods from northwestern Poland and their stratigraphic significance. *Palaeontol. Polon.*, **44**, 3-108.
- Zhuravlev A., Evdokimova I., Sokiran E. (1997) New data on conodonts, brachiopods, and ostracods from the stratotypes of the Ilmen and Buregi Beds (Frasnian, Main Devonian Field). *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **46**(4), 169-186.
- Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeeva L.A., Rusetskaya G.A., Małkowski K. (2006) Faunal and facies changes at the Early-Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform. *Acta Palaeontol. Polon.*, **51**(4), 747-758.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Senckenberg*, **121**, 1-115.

REFERENCES

- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.
- Baird G.C., Kirchgasser W.T., Over D.J., Brett C.E. (2006) An Early Late Devonian Bone Bed-Pelagic Limestone Succession: The North Evans-Genundewa Story. Field Trip Guide for the 74th Annual Meeting of the New York State Geological Association: University at Buffalo, Buffalo, N. Y., 354-395.
- Becker G. (1968) Ostracoda aus den Refrath-Schichten (Oberdevon) der Paffrather Mulde (Bergisches Land) – 2: Zur Morphologie und Systematik der Palaeocopida Gattungen *Nodella Zaspelova* und *Aechminella Harlton*. *Senckenbergiana Lethaea*, **49**, 547-563.
- Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10.
- Boulvain F., Mabile C., Poulain G., Da Silva A.C. (2010) A magnetic susceptibility curve for the Devonian limestone from Belgium. *Geol. Belg.*, **13**, 113-117.
- Brett C.E., Baird G.C., Bartholomew A.J., DeSantis M.K., Ver Straeten C.A. (2011) Sequence stratigraphy and a revised sea-level curve for the Middle Devonian of eastern North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **304**, 21-53.
- Bultynck P. (1983) Origin and development of the conodont genus *Ancyrodella* in the late Givetian – early Frasnian. *Fossils Strata*, **15**, 163-168.
- Bultynck P., Casier J.-G., Coen M., Coen-Aubert M., Godefroid J., Jacobs L., Loboziak S., Sartenaer P., Strel M. (1987) Pre-Congress excursion to the Devonian stratotypes in Belgium. *Bull. Soc. Belge Geol.*, **95**(3), 249-288.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Maillet S., Petitclerc E.,

- Préat A. (2013) Ostracods and rock facies across the Givetian/Frasnian boundary interval in the Sourd d'Ave section at Ave-et-Auffe (Dinant Synclinorium, Belgium). *Bull. Geosci. Czech Geological Survey, Prague*, **88**(2), 241-264.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Moreau J., Petitclerc E., Préat A. (2011) Ostracods, rock facies and magnetic susceptibility records from the stratotype of the Terres d'Haurs Formation (Givetian) at the Mont d'Haurs (Givet, France). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **81**, 97-128.
- Casier J.-G., Préat A. (2009) Late Givetian to Middle Frasnian ostracods from Nismes (Dinant Synclinorium, Belgium) and their lithological context. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **79**, 87-115.
- Coen M. (1985) Ostracodes givetiens de l'Ardenne. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain 32, 1-48.
- Day J. (1996) Faunal signatures of Middle-Upper Devonian depositional sequences and sea level fluctuations in the Iowa Basin: U.S. Midcontinent. Witzke B.J., Ludvigson G.A., Day J. (Eds.) *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North America Craton: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **306**, 277-300.
- Day J. (1998) Distribution of latest Givetian-Frasnian Atrypida (Brachiopoda) in central and western North America. *Acta Palaeontologica Polonica*, **43**(2), 205-240.
- Day J., Uyeno T., Norris W., Witzke B.J., Bunker B.J. (1996) Middle-Upper Devonian relative sea-level histories of central and western North American interior basins Witzke B.J., Ludvigson G.A., Day J. (Eds.) *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North America Craton: Boulder, Colorado. (Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **30**, 259-275.)
- Decision of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform with regional stratigraphic schemes. Devonian system. (1990) (Eds. M.A. Rzhonsnitskaya, V.F. Kulikova). Leningrad, VSEGEI, 60 p. (In Russ.)
- Dzik J. (2002) Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontol. Polon.*, **47**, 565-650.
- Egorov V.G. (1953) Frasnian Ostracods of the Russian Platform. Part 2. Bairdiidae, Hollinidae, Kirkbyidae. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 65 p. (In Russ.)
- Evdokimova I. (2006) Benthic ostracods from the Early-Middle Frasnian transition strata in the North-West of the East European Platform, Russia. *Acta Palaeontol. Polon.*, **51**, 773-788.
- Fortunatova N.K., Zaytseva Ye.L., Kartseva O. (2013) Structure of the Devonian terrigenous complex and the boundary position of the Middle and Upper Devonian in the west of Tatarstan. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **88**(2), 22-49. (In Russ.)
- Gouwy S., Bultynck P. (2000) Graphic correlation of Frasnian sections (Upper Devonian) in the Ardennes, Belgium. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **70**, 25-52.
- Gouwy S., Bultynck P. (2003) Conodont based graphic correlation of the Middle Devonian formations of the Ardennes (Belgium): implications for stratigraphy and construction of a regional composite. *Revista Española de Micropaleontología*, **35**(3), 315-344.
- Gruzdev D.A., Soboleva M.A., Sobolev D.B., Zhuravlev A.V. (2016) The Frasnian deposits on the Bolshaya Nadota River region (Sub-Polar Urals) – stratigraphy and depositional environment. *Lithosphere (Russia)*, (6), 97-116. (In Russ.)
- House M.R. (2002) Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **181**, 5-25.
- House M.R., Kirchgasser W.T. (1993) Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **70**, 267-292.
- Ivanov A.O., Stinkulis G.V., Evdokimova I.O., Zhuravlev A.V. (2012) Eifelian–Early Frasnian key sections in the East of the Main Devonian Field. Guidebook of the field trip, 21-24 September 2012, III All-Russian Conference “Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, palaeontology, geo- and bioevents”. St.Petersburg, 54 p. (In Russ.)
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- Khalymbadza V.G. (1981) Upper Devonian conodonts of the east of the Russian Platform, South Timan, Polar Urals and their stratigraphic significance. Kazan, Kazan University, 212 p. (In Russ.)
- Khalymbadza V.G., Chernysheva N.G. (1970) Conodonts of the genus *Ancyrodella* from the Devonian deposits of the Volga-Kama region and their stratigraphic significance. *Biostratigraphy and paleontology of the Paleozoic deposits of the east of the Russian Platform and the Western SubPolar Urals*. Kazan, Kazan University, vyp. 1, 81-101. (In Russ.)
- Kirchgasser W.T., Over D.J., Woodrow D.L. (1994) Frasnian (Upper Devonian) strata of the Genesee River Valley, western New York State. New York State Geological Association Field Trip Guidebook, (66th Annual Meeting). (Eds C.E. Brett, J. Scatterday). New York University of Rochester, 325-358.
- Klapper G. (2021) Revision of the Late Devonian conodont genus *Ancyrodella*. *Bull. Geosci.*, **96**(3). Prague, 295-325.
- Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. Devonian of the world, volume III. Paleontology, paleoecology and biostratigraphy. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. **4**, 449-478.
- Klapper G., Kirchgasser W.T. (2016) Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. *J. Paleontol.*, **90**(3), 525-554.
- Klapper G., Lane H.R. (1985) Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N. W. T., Canada. *J. Paleontol.*, **59**(4), 904-951.
- Kuz'min A.V. (1995) The lower boundary of the Frasnian on the Russian platform. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **3**(3), 111-120. (In Russ.)
- Kuz'min A.V. (2001) New types of conodonts from the Frasnian deposits of the Middle Timan. *Paleontol. Zhurn.*, **4**, 65-72. (In Russ.)
- Kuzmin A.V., Yatskov S.V., Orlov A.N., Ivanov A.O. (1997) “Domanik Crisis” in the Evolution of Fauna of the Frasnian Marine Basin in the South Timan. *Paleontol. J.*, **31**(3), 251-258.
- Lyashenko A.I. (1959) Atlas of brachiopods and stratigraphy of the Devonian of the Russian Platform. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 451 p. (In Russ.)
- Lyashenko A.I. (1973) Brachiopods and stratigraphy of the

- Lower Frasnian deposits of the South Timan and the Volga-Ural oil and gas province. Moscow, Nedra Publ., 280 p. (In Russ.)
- Maillet S., Danelian T., Casier J.-G. (2016) Middle/Late Givetian ostracod assemblages from the Aisne quarry (Durbuy area, Ardenne, Belgium). Biostratigraphic and palaeoecological implications. *Annales de Paléontologie*, **102**, 11-29.
- Maillet S., Milhau B., Dojen C. (2013) Stratigraphical distribution of Givetian ostracods in the type-area of the Fromelennes Formation (Fromelennes, Ardennes, France) and their relationship to global events. *Bull. Geosci.*, **88**(4), 865-892.
- Malec J., Miłaczewski L., Narkiewicz K., Narkiewicz M. (1996) Stratigraphy of the Devonian in the Szwejki IG 3 deep well, Central Poland. *Geol. Quart.*, **40**(3), 367-392.
- Mel'nikova L.I., Yudina Yu.A., Moskalenko M.N., Popova E.V. (2004) New data on the Timan horizon (D3f1) of the Timan-Pechora subregion. *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia*. Mater. of the XIV Geol. Congress of the Republic of Komi. Syktyvkar, Geoprint Publ., 3, 265-268. (In Russ.)
- Miller C.G. (2007) Growth in early species of the conodont *Ancyrodella* and implications for correlation of the Middle-Upper Devonian boundary. *Geol. Quart.*, **51**(4), 443-452.
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2010) The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus Conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *J. Paleontol.*, **84**(4), 588-625.
- Orlov A.N. (1993) Biostratigraphy of the Upper Devonian of the Timan-Pechora Province based on ostracods. Cand. geol. and min. sci. diss. Abstract. St.Petersburg, 16 p. (In Russ.)
- Orlov A.N., Fokin N.A. (1991) Biostratigraphic zonation based on ostracods from the Frasnian deposits of the Timan-Pechora Province. *Sov. Geol.*, **5**, 25-30. (In Russ.)
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166.
- Ovnatanova N.S., Kuz'min A.V., Menner V.VI. (1999) The succession of Frasnian conodont associations in the type sections of the southern Timan-Pechora Province (Russia). *Geology and mineral Resources of the European North-East of Russia: new results and new perspectives*. Materials of the XIII Geological Congress of the Komi Republic, 2. Syktyvkar, 282-284 (In Russ.)
- Pas D., Da Silva A.C., Devleeschouwer X., De Vleechouwer D., Cornet P., Labaye C., Boulvain F. (2017) Insights into a million-year-scale Rhenohercynian carbonate platform evolution through a multi-disciplinary approach: example of a Givetian carbonate record from Belgium. *Geol. Mag.*, **154**(4), 707-739. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000261>
- Pas D., Da Silva A.C., Devleeschouwer X., De Vleechouwer D., Labaye C., Cornet P., Michel J., Boulvain F. (2015) Sedimentary development and magnetic susceptibility evolution of the Frasnian in Western Belgium (Dinant Synclinorium, La Thure section). In *Magnetic Susceptibility Application: A Window onto Ancient Environments and Climatic Variations*. (Eds A.C. Da Silva, M.T. Whalen, J. Hladil, L. Chadimova, D. Chen, S. Spassov, F. Boulvain, X. Devleeschouwer). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **414**, 15-36.
- Polenova E.N. (1953) Ostracods of the Devonian deposits of the Central Devonian field and the middle Volga region. *Tr. VNIGRI*. Leningrad-Moscow, Gostoptekhizdat Publ., **68**, 157 p. (In Russ.)
- Polenova E.N. (1955) Devonian foraminifers, radiolarians and ostracods of the Volga-Ural region. Leningrad, Gostoptekhizdat, 191-317. (In Russ.)
- Racki G. (1985) Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostom'oty in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**(3-4), 265-275.
- Racki G., Bultynck P. (1993) Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the-Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **48**, 1-26.
- Racki G., Wrzolek T. (1989) Middle-Upper Devonian boundary: ambiguous reality of its stratotype. *Cour. Forsch. Senckenberg*, **110**, 231-236.
- Reference Sections of the Frasnian Stage of Southern Timan: A Field Excursion Guide. Compound. (1997) (Compil. Yu.A. Yudina, M.N. Moskalenko). St.Petersburg, VNI-GRI Publ., 80 p. (In Russ.)
- Reference Sections of the Frasnian Stage of Southern Timan: Guidelines for conducting large-scale geological surveys in the Ukhta region of the Komi ASSR. Compound. (1988) (Compil. Yu.A. Yudina, M.N. Moskalenko). Ukhta, TPO VNIGRI, 52 p. (In Russ.)
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees. (2008) St.Petersburg, VSEGEI, 38, 120 p. (In Russ.)
- Rodionova G.D., Umanova V.T., Kononova L.I., Ovnatanova N.S., Rzhonsnitskaya M.A., Fedorova T.I. (1995) Devonian of the Voronezh anteclise and Moscow Synclise. Moscow, 265 p. (In Russ.)
- Rozhdestvenskaya A.A. (1959) Ostracods of the Devonian terrigenous sequence of western Bashkiria and their stratigraphic significance. *Materials on paleontology and stratigraphy of Devonian and older deposits*. Moscow, Nauka Publ., 117-245. (In Russ.)
- Rozhdestvenskaya A.A. (1972) Ostracods of the Upper Devonian of Bashkiria. Moscow, Nauka Publ, 194 p. (In Russ.)
- Sobolev D.B., Soboleva M.A., Evdokimova I.O. (2022) Ostracods and conodonts of the Ustyarega Formation of the stratotype area (Lower Frasnian, South Timan). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **17**(4), available at: http://www.ngtp.ru/rub/2022/48_2022.html (In Russ.)
- Sobolev D.B., Soboleva M.A., Simakova Yu.S. (2021) Position of the boundary of the Timan and Ustyarega formations (Middle-Upper Devonian) in the Southern Timan. *Vestnik Geonauk*, **12**(324), 16-28. (In Russ.)
- Soboleva M.A. (2022) Biostratigraphy of the Matyashor Formation on conodonts (Frasnian, Subpolar Urals). *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Urals segment*. Materials of the 31st scientific. conf. Syktyvkar, Geoprint Publ., 107-112. (In Russ.)
- Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Conodonts and ostracodes from the Givetian-Frasnian shallow-water deposits of the Southern Timan. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **10**, 28-38.
- Tarasenko A.B. (2012) Features of the structure and setting of the formation of the Frasnian deposits in the Priilmenskaya part of the Main Devonian field. Cand. geol. and min. sci. diss. Abstract. St.Petersburg, 132 p. (In Russ.)
- Tel'nova O.P. (2008) Palynological characteristics of the Givetian-Frasnian deposits in the reference section of the borehole. 1-Balneological (Southern Timan). *Stratigr.*

- Geol. Korrel.*, **16**(2), 41-59. (In Russ.)
- Tel'nova O.P., Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Upper Devonian *Cristatisporites deliquescens* palynozone and its correlation (Timan–North Urals Region). *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian research: stratigraphy, environments, climate and resources*. Proc. Kazan Golovkinsky stratigraphic meet. Filodiritto, 253-261. <https://doi.org/10.26352/D924F5043>
- Tikhomirov S.V. (1995) Stages of sedimentation of the Devonian of the Russian platform and general questions of the development and structure of the stratisphere. Moscow, Nedra Publ., 445 p. (In Russ.)
- Tsyganko V.S. (2006) Devonian rocks of the Timan ridge: the main features of the structure and resource potential. *Problems of geology and mineralogy*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 365-384. (In Russ.)
- Tsyganko V.S. (2011) Devonian of the western slope of the northern Urals and Pai-Khoi (stratigraphy, principles of subdivision, correlation). Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 356 p. (In Russ.)
- Yumanov F.L., Sivash N.S., Ivanov N.F., Oparenkova L.I., Kudelina N.V. (2013) State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200.000. Seriya Timanskaya. List P-39-VI (Ukhta). Explanatory note. Moscow, MF VSEGEI, 251 p. (In Russ.)
- Zambito IV J.J., Baird G.C., Bartholomew A.J., Brett C.E. (2007) Re-examination of the type Ithaca Formation; correlations with sections in western New York: Guidebook – New York State Geological Association, Meeting, **79**, 83-105.
- Zambito IV J.J., Brett C.E., Baird G.C. (2012) The Late Middle Devonian (Givetian) Global Taghanic Biocrisis in Its Type Area (Northern Appalachian Basin): Geologically Rapid Faunal Transitions Driven by Global and Local Environmental Changes. (Ed. J.A. Talent). *Earth and Life. International Year of Planet Earth*. Springer, Dordrecht. 1-22. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3428-1_22
- Zaspelova V.S. (1959) Ostracods and their significance for the Devonian stratigraphy of the Northwestern regions of the Russian Platform. *Tr. VNIGRI (Microfauna SSSR)*, **136**(X), 5-131. (In Russ.)
- Zbikowska B. (1983) Middle to Upper Devonian ostracods from northwestern Poland and their stratigraphic significance. *Palaeontol. Polon.*, **44**, 3-108.
- Zhuravlev A., Evdokimova I., Sokiran E. (1997) New data on conodonts, brachiopods, and ostracods from the stratotypes of the Ilmen and Buregi Beds (Frasnian, Main Devonian Field). *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **46**(4), 169-186.
- Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeeva L.A., Rusetskaya G.A., Malkowski K. (2006) Faunal and facies changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the north–western East European Platform. *Acta Palaeontol. Polon.*, **51**(4), 747-758.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Senckenberg*, **121**, 1-115.

УДК 550.93:552.392.2(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385

Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст

Ю. В. Ерохин¹, К. С. Иванов¹, В. Н. Смирнов¹, А. В. Захаров¹, А. Е. Чугаев²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: erokhin-yu@yandex.ru, ivanovks55@yandex.ru, smirnov@igg.uran.ru, zakharov-zav@yandex.ru

²ООО “Уральская геолого-разведочная экспедиция”, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, e-mail: chugaev@ugse.ru

Поступила в редакцию 21.10.2022 г., принята к печати 27.03.2023 г.

Объект исследования. Сосюрит-амфиболовые породы (метагабброиды) Баженовского габбро-гипербазитового массива (восточный сектор Среднего Урала). **Материалы и методы.** Вещественный состав метагабброидов и их минералогия изучались в аналитических лабораториях ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), УГГУ (г. Екатеринбург), ИМин УрО РАН (г. Миасс), ИГЕМ РАН (г. Москва) и МГУ (г. Москва). Изотопные анализы циркона выполнены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). **Результаты.** Метагабброиды сложены следующими минералами: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит. По данным петро- и геохимии, сосюрит-амфиболовые породы образовались по габбро-норитам и оливиновым габбро-норитам и принадлежат к альпийнотипной формации габбро-гипербазитовых комплексов. U-Pb датирование показало древний возраст цирконов из метагабброидов, основная часть анализов группируется ниже линии конкордии, образуя дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1992 млн лет. Две точки на диаграмме, расположенные ниже линии конкордии, но не попадающие на продолжение линии дискордии, по-видимому, отражают влияние промежуточных этапов метаморфизма, и две точки с конкордантными возрастными 256 и 251 млн лет фиксируют время последнего тектоно-термального эпизода. **Выводы.** Формирование сосюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации, а на локальных участках массива метаморфизм дошел до цеолитовой фации с признаками гидротермальной переработки. Первичные габброиды Баженовского массива формировались, по всей видимости, в условиях надсубдукционного бассейна. Полученный U-Pb методом возраст цирконов – около 2 млрд лет – свидетельствует о том, что кристаллизация изученных цирконов происходила в породах мантии. Однозначно объяснить присутствие зерен этих цирконов в метагабброидах Баженовского массива пока не представляется возможным, предложено несколько вариантов. Цирконы наиболее молодого возраста – 256 и 251 млн лет – образовались, вероятнее всего, в результате метаморфических преобразований под термальным воздействием от рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса.

Ключевые слова: минералогия, геохронология, сосюрит-амфиболовые породы, Баженовский габбро-гипербазитовый массив, Средний Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age

Yuriy V. Erokhin¹, Kirill S. Ivanov¹, Vladimir N. Smirnov¹, Anatoliy V. Zakharov¹, Andrey E. Chugaev²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: erokhin-yu@yandex.ru, ivanovks55@yandex.ru, smirnov@igg.uran.ru, zakharov-zav@yandex.ru

²Ural geological survey expedition, 55 Vayner st., Ekaterinburg 620014, e-mail: chugaev@ugse.ru

Received 21.10.2022, accepted 27.03.2023

Для цитирования: Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Захаров А.В., Чугаев А.Е. (2023) Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст. *Литосфера*, **23**(3), 367-385. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385>

For citation: Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Smirnov V.N., Zakharov A.V., Chugaev A.E. (2023) Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age. *Lithosphere (Russia)*, **23**(3), 367-385. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385>

© Ю.В. Ерохин, К.С. Иванов, В.Н. Смирнов, А.В. Захаров, А.Е. Чугаев, 2023

Research subject. Saussurite-amphibole rocks (metagabbroids) of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (eastern sector of the Middle Urals). *Materials and methods.* The material composition of metagabbroids and their mineralogy were studied in the analytical laboratories of the Institute of Geological Geology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg), Urals State Mining University (Ekaterinburg), Institute of Mineralogy, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (Miass), Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (Moscow), and Moscow State University (Moscow). Isotope analyzes of zircon were performed on a SHRIMP-II ion microanalyzer at the Center for Isotope Research of VSEGEI (St.Petersburg). *Results.* The metagabbroids under study feature the following mineral composition: clinzoisite (zoisite, epidote), magnesian hornblende (pargasite, tremolite), albite, clinocllore, and dolomite. According to petro-geochemistry data, saussurite-amphibole rocks were formed after gabbro-norites and olivine gabbro-norites, belonging to the alpine-type formation of gabbro-hyperbasite complexes. U-Pb dating showed the ancient age of zircons from metagabbroids, most of the analyzes are grouped below the concordia line, forming a discordia line, the upper intersection of which with the concordia corresponds to the age of 1992 Ma. Two points on the diagram located below the concordia line, although not falling on the continuation of the discordia line, apparently reflect the influence of intermediate stages of metamorphism, and two points with concordant ages of 256 and 251 Ma record the time of the last tectono-thermal episode. *Conclusions.* The formation of saussurite-amphibole rocks took place under the conditions of greenschist facies. In local areas of the massif, metamorphism reached the zeolite facies with signs of hydrothermal reworking. The primary gabbroids of the Bazhenov massif were most likely formed under the conditions of a suprasubduction basin. The age of zircons of about 2 Ga obtained by the U-Pb method indicates that the crystallization of the studied zircons occurred in the mantle rocks. It is not yet possible to unambiguously explain the presence of grains of these zircons in the metagabbroids of the Bazhenov massif; several possible explanations have been proposed. Zircons with the youngest age (256 and 251 Ma) were most likely formed as a result of metamorphic transformations under thermal influence from the nearby Aduy granite-leucogranite complex.

Keywords: mineralogy, geochronology, saussurite-amphibole rocks, Bazhenov gabbro-hyperbasite massif, Middle Urals

Funding information

The research was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших задач изучения офиолитовых комплексов Урала заключается в определении их возраста и истории формирования. Это достаточно сложная задача (даже если оставить в стороне многочисленные методические трудности), поскольку чаще всего массивы офиолитовой ассоциации слагают в новообразованной континентальной коре тектонически дезинтегрированные и пространственно разобщенные пластины. При этом одним из перспективных методов, интенсивно развиваемых и используемых в настоящее время, является изотопный метод U-Pb датирования по акцессорным зернам циркона, который иногда позволяет получать возрастные датировки для каждого отдельного фрагмента офиолитового комплекса (Smirnov et al., 2022; и др.). С использованием этого метода в последнее время получены новые данные о возрасте офиолитовых комплексов Уральского подвижного пояса (Савельева и др., 2007; Петров и др., 2010; Ремизов и др., 2010; Смирнов, Иванов, 2010; Иванов и др., 2012; Рязанцев и др., 2012;

Смирнов и др., 2016; Краснобаев и др., 2016; Ферштатер и др., 2017; и мн. др.).

В силу плохой обнаженности габброидов Баженовского массива и пристального внимания исследователей преимущественно к хризотил-асбестовой минерализации серпентинитов породы основного состава здесь оставались слабо изученными. Из большого числа ученых, работавших на Баженовском месторождении (Золотов и др., 1985; см. также ссылки в этой работе), внимание габброидам уделили лишь П.М. Татаринов (1928, 1940) и Л.А. Соколова (1960). Последний автор, к сожалению, практически лишь дословно повторила данные П.М. Татаринова, давшего общую минералого-петрографическую характеристику габброидов, без указания на их сильные метаморфические изменения.

Сравнительно недавно габброиды Баженовского массива изучались одним из авторов настоящей статьи (Ерохин, 1998), и было установлено, что мафиты претерпели значительные метаморфические преобразования и сложены сосюрит-амфиболовыми породами. Никаких геохронологических исследований для габброидов Баженовского массива

не проводилось, как, впрочем, и для гипербазитов, за исключением не совсем удачной попытки выполнить Sm-Nd датирование баженовского габбро (по плагиоклазу, темноцветам и валу), полученные результаты показали сильную нарушенность изотопной системы – 338 ± 67 млн лет (Казаков и др., 2017).

ПРОБООТБОР И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы габброидов для минералого-геохимические исследования отобраны в западном борту (в пределах всех пяти уступов от верха выработки) Центрального карьера Баженовского месторождения хризотил-асбеста, а также вблизи перемычки Центрального и Северного карьеров, где существовали технологические врезки среди массива основных пород. Пробы на возраст отбирались из керна разведочных скважин, которые бурились в западном борту Центрального карьера. Всего отобрано около 60 кг образцов керна, в которых однородные габброиды не содержали каких-либо минеральных прожилков.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике, включающей в себя дробление пробы до фракции -0.315 мм, ее отмывание до серого шлиха с последующим выделением тяжелой фракции в жидкости Клеричи, а также дальнейшим отбором кристаллов вручную. Изотопные анализы циркона на количественное содержание урана, тория и свинца выполнены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Н.В. Родионов). Обработка полученных результатов и расчет U-Pb возрастов проводилась с использованием программы ISOPLOT/EX ver.3.66 (Ludwig, 2008).

Химический состав минералов проанализирован в шашках и полированных шлифах на электронно-зондовых микроанализаторах САМЕСА SX 100, JXA-5 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики В.В. Хиллер и В.Г. Гмыра), САМЕСА SX 50 (МГУ, г. Москва, аналитик И.В. Пеков) и JEOL-733 Superprobe (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е.В. Чурин). Для калибровки анализов использовались сертифицированные стандарты эталонных минералов. Кристаллохимические пересчеты на формулы минералов проводились двумя способами – катионным методом (для цеолитов) и по кислороду (для всех остальных минералов).

Изображение минералов получено с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с ЭДС-приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments и электронно-зондового микроанализатора САМЕСА SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Л.В. Леонова, В.В. Хиллер).

Химический состав пород и отдельных минералов получен силикатным анализом (“мокрой” химией) в химической лаборатории Уральского госу-

дарственного горного университета, г. Екатеринбург (аналитик Н.П. Пенкина).

Микроэлементный состав габброидов изучен методом ICP-MS в ИГЕМ РАН, г. Москва (аналитик С.А. Горбачева), и в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург (аналитической группой Ю.Л. Ронкина).

Рентгенометрическое изучение минералов проведено на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0 в УГГУ, г. Екатеринбург (аналитик Н.Г. Сапожникова). Условия съемки: медное излучение, $V = 40$ кВ, $I = 30$ мА, размер шага – 0.02° .

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Баженовский габбро-гипербазитовый массив находится в 60 км к северо-востоку от г. Екатеринбурга на восточном склоне Среднего Урала. Он содержит одноименное крупнейшее месторождение хризотил-асбеста, которое приурочено к гипербазитовой части массива и обрабатывается открытым способом в виде трех гигантских карьеров. Самый крупный, Центральный, карьер достигает 3.7 км в длину и 1.5 км в ширину при глубине до 400 м. Геологическое строение и вещественный состав гипербазитовой части Баженовского массива достаточно хорошо изучены (Золоев и др., 1985, Ерохин, 2017; и др.).

На современном эрозионном срезе Баженовский массив представляет собой полосу шириной 3.5–4 км, вытянутую в северо-северо-восточном направлении на 28 км. Он входит в состав Асбестовско-Алапаевского габбро-перидотитового пояса, протяженность которого составляет 200 км, и относится к Алапаевскому офиолитовому комплексу (Казаков и др., 2017). В составе Баженовского массива выделяются габбро-нориты и гипербазиты, предположительно, вендского возраста, полученного по данным датирования Алапаевского массива (Петров и др., 2010, 2011). Габброиды слагают узкое тело мощностью до 5 км и вытянутое вдоль западного контакта гипербазитов. Последние в основном представлены в разной степени серпентинизированными гарцбургитами при резко подчиненной роли дунитов, клинопироксенитов, оливиновых вебстеритов, лерцолитов и верлитов. При этом пироксениты и верлиты слагают значительные объемы в северной части массива (рис. 1). С востока и юга офиолитовая пластина ограничивается Рефтинским габбро-плагиогранитным и Каменским гранитным массивами более молодого возраста (Золоев и др., 1985, Смирнов и др., 2014, Ерохин, 2017; и др.).

Жильные тела основного и кислого состава пронизывают тело гипербазитов, как правило трассируя разноориентированные разломы протяженностью до 12–15 км. Этими разломами гипербазитовая пластина разделена на ряд блоков. В центральных своих частях блоки сложены относительно

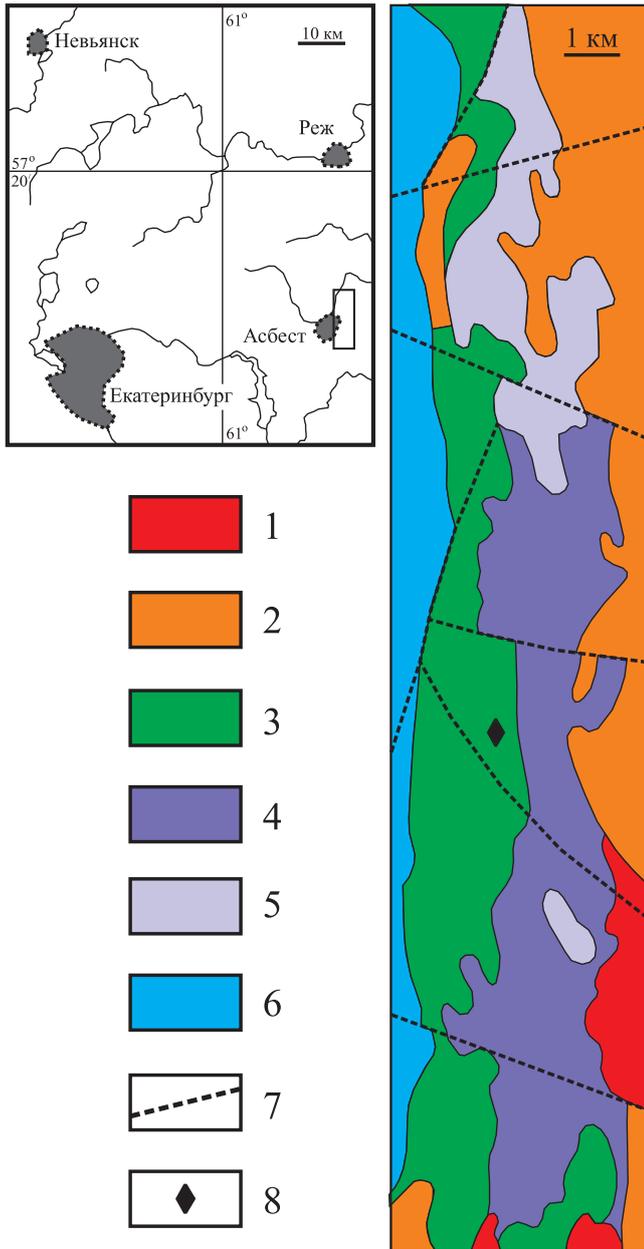


Рис. 1. Расположение и геологическая карта Баженовского массива, по (Золоев и др., 1985) с упрощениями и дополнениями.

1 – гранитоиды Каменского комплекса (C_{1-2}); 2 – габбро-диориты и плагиограниты Рефтинского комплекса (S_2-D_1); 3 – габбронориты (S_1); 4 – гарцбургиты (O_{2-3}); 5 – клинопироксениты, вебстериты и верлиты; 6 – базальты (O_3-S_1); 7 – разрывные нарушения; 8 – место отбора габброидов на возраст.

Fig. 1. Location and geological map of the Bazhenov massif, after (Zoloev et al., 1985) with simplifications and additions.

1 – granitoides of the Kamensky complex (C_{1-2}); 2 – gabbrodiorites and plagiogranites of the Reftinsky complex (S_2-D_1); 3 – gabbronorites (S_1); 4 – harzburgites (O_{2-3}); 5 – clinopyroxenites, websterites and wehrlites; 6 – basalts (O_3-S_1); 7 – faults; 8 – place of selection of gabbroids for age.

свежими гарцбургитами (содержание серпентина в пределах 30–70 об. %). По периферии, ближе к зонам разломов, они замещены серпентинитами и тальк-хлоритовыми породами, а в осевых частях разломов – тальк-карбонатными породами. Дайки, трассирующие разломы, представлены габброидами, диоритами и плагиогранитами мощностью обычно не более 1–2 м. Возраст даек плагиогранита, секущих гипербазитовое тело, определен как раннесилурийский (Ерохин и др., 2018). Дайки габброидов и отчасти диоритов местами превращены в родингиты гранат-пироксенового состава.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАГАББРОИДОВ БАЖЕНОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Габброиды представлены среднезернистыми мезократовыми разностями, лейкократовые и меланократовые практически не встречаются. Полосчатости в них, как правило, нет. Они метаморфизованы до соссюрит-амфиболовых пород. Среди них наблюдаются лишь реликтовые участки габброноритов (обнаружены вблизи контакта с ультрабазитами в южной части Центрального карьера). Габбронориты сложены лабрадором, авгитом, гиперстенем, паргасит-эденитовой роговой обманкой, титаномагнетитом, апатитом и шпинелью (Минералогия..., 1996). Соссюрит-амфиболовые породы имеют следующий минеральный состав: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит; при этом реликты первичных минералов практически не сохраняются.

Ниже минералогия рассмотрена более детально.

Плагиоклазы. При метаморфизме первичный плагиоклаз замещается соссюритовым агрегатом. В этих скоплениях всегда наблюдаются мелкие зерна вторичного плагиоклаза (рис. 2а) размером доли мм. По составу он относится как к олигоклазу (табл. 1, ан. 1), так и к альбиту (см. табл. 1, ан. 2), постоянно содержит примесь кальция (от 0.9 до 2 мас. %) и калия (в пределах 0.1–0.3 мас. %). Иногда альбит выполняет микрополости в породе, цементируя кристаллы цоизита. Кроме того, среди метагабброидов наблюдаются альбит-олигоклазовые жилы розового цвета мощностью до 1–2 см.

Паргасит в соссюрит-амфиболовых породах слагает центральную часть амфиболовых псевдоморфоз по пироксенам, по всей видимости, сохранился как реликтовый минерал. Он характеризуется повышенным содержанием натрия (Na_2O до 1.80 мас. %), хрома (Cr_2O_3 до 0.72 мас. %) и низкой железистостью ($f = 14\%$), по количеству формульных единиц кремнезема и преобладанию глинозема над окисным железом (см. табл. 1, ан. 3) попадает в поле паргасита (Leake et al., 1997).

Магнезиальная роговая обманка является наиболее распространенным амфиболом среди сос-

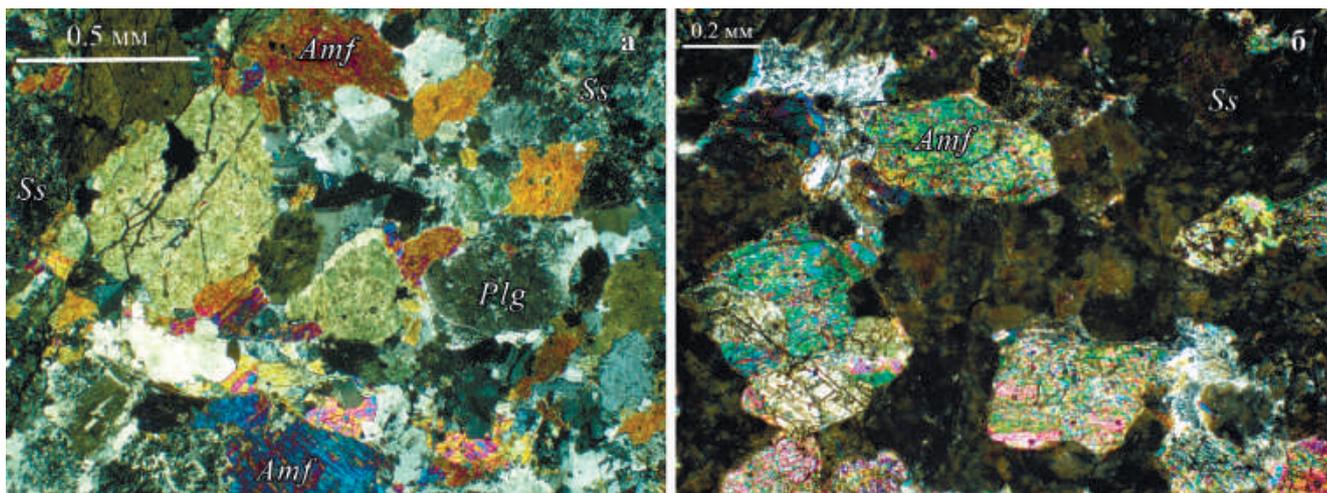


Рис. 2. Соссюрит-амфиболовые породы Баженовского массива. Полированные шлифы, фото с анализатором.
а – с реликтовой габбровой структурой, б – с гетерогранобластовой структурой. *Ss* – соссюрит, *Amf* – амфибол, *Plg* – плагиоклаз.

Fig. 2. Saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif. Polished sections, photo with analyzer.
a – with a relic gabbro structure, б – with a heterogranoblastic structure. *Ss* – saussurite, *Amf* – amphibole, *Plg* – plagioclase.

сюрит-амфиболовых пород массива. Она развивалась за счет пироксенов; в результате замещения на месте зерна пироксена наблюдается субпараллельный агрегат игольчатых индивидов. Первичное зерно принимает чечевицеобразную форму (рис. 2б). Обычно наблюдается зональность в строении агрегатов амфибола. На контакте с соссюритом размер зерен увеличивается. Центр часто представлен хлоритовой матрицей с псевдогексагональной решеткой иголок роговой обманки. В шлифе амфибол бесцветный, с характерной спайностью. Угасание косое, cNg 15–16°, удлинение положительное. Подтвержден рентгеноструктурным методом. Химический состав минерала приведен в табл. 1 (ан. 4–6). Отличается от паргасита менее низкими содержаниями щелочей, хрома, глинозема и повышенной железистостью до 40% (видимо, за счет разложения рудных минералов, которые в соссюрит-амфиболовых породах не отмечаются). В отдельных индивидах наблюдается зональность, от центра к краю повышается количество FeO (от 13.7 до 14.3 мас. %), Na₂O (от 0.7 до 0.8 мас. %), TiO₂ (от 0.5 до 0.8 мас. %) и падает – Al₂O₃ (от 7.4 до 6.9 мас. %) и SiO₂ (от 49 до 48 мас. %). Индивиды роговой обманки с краев замещаются тремолитом.

Тремолит (актинолит) образует небольшое количество собственных индивидов, хотя обычно слагает каймы вокруг магнезиальной роговой обманки. Переход одного амфибола в другой устанавливается только микрозондовым профилированием. В зависимости от содержания железа наблюдается как бесцветный или окрашенный в зелено-

ватые тона. Подтвержден рентгенофазовым анализом, основные пики дифрактограммы амфибола из габбро-пегматита (d, Å): 3.13 (100), 8.50 (96), 3.29 (49), 3.36 (42), 2.70 (34), 2.83 (32), 9.10 (25), 2.95 (22), соответствуют железистому тремолиту. Данные химического анализа (см. табл. 1, ан. 7) полностью это подтвердили. По составу резко отличается от роговой обманки и паргасита за счет низкого содержания титана, глинозема и щелочей.

Эпидот встречается довольно редко среди соссюритового агрегата в метаморфитах и в виде собственных поздних прожилков мощностью до 0.5 см. Кроме того, иногда эпидот наблюдается в центральных частях в соссюритовых прожилках, где слагает короткопризматические зерна размером до 2–3 мм по удлинению. В шлифах эпидот обычно образует совместные агрегаты с клиноцоизитом. Без анализатора эпидот зеленоватый, со слабым плеохроизмом. С анализатором окраска специфическая, пятнистая “матричная”. Угасание косое, cNg 4–5°, удлинение положительное. Крайне редко встречается в метагабброидах в виде темно-фиолетовых прожилков, которые очень напоминают аксинит. При этом по химическому составу (см. табл. 1, ан. 8) это вполне обычный глиноземистый эпидот.

Клиноцоизит является главным породообразующим минералом соссюритового агрегата в соссюрит-амфиболовых породах, реже слагает собственные прожилки белого или розового цвета. Макроскопически соссюрит выглядит плотным, однородным и имеет белоснежную окраску. Минер-

Таблица 1. Химический состав минералов из соссюрит-амфиболовых пород, мас. %**Table 1.** Chemical composition of minerals from saussurite-amphibole rocks, wt %

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	66.08	–	20.63	–	–	–	–	2.02	10.28	0.12	99.13
2	67.78	–	19.66	–	–	–	–	0.94	11.16	0.27	99.81
3	45.75	0.20	10.93	0.72	5.13	0.08	18.27	12.43	1.80	0.14	95.68
4	49.34	0.35	6.22	–	13.52	0.29	13.78	11.34	0.70	0.34	95.87
5ц	48.61	0.45	7.41	–	13.72	0.28	13.62	11.37	0.67	0.85	96.98
5кр	47.96	0.80	6.85	–	14.33	0.29	14.12	11.15	0.75	0.42	96.67
6	49.48	0.69	5.86	–	14.05	0.18	14.75	11.91	0.90	0.17	97.99
7ц	53.50	0.10	2.88	–	11.78	0.24	15.68	12.40	0.26	0.18	97.02
7кр	56.13	0.11	1.96	–	10.79	0.26	15.58	11.68	–	0.09	96.61
8	37.83	–	26.66	0.01	9.55	0.12	0.07	24.21	–	–	98.45
9	37.84	–	29.21	0.17	7.48	0.12	0.11	23.57	–	0.10	98.60
Формульные коэффициенты											
1	2.93	–	1.08	–	–	–	–	0.10	0.89	0.01	5.01
2	2.97	–	1.02	–	–	–	–	0.04	0.95	0.02	4.99
3	6.35	0.03	1.78	0.09	0.59	0.01	3.78	1.85	0.48	0.03	14.99
4	7.21	0.04	1.07	–	1.65	0.04	3.00	1.77	0.20	0.06	15.04
5ц	6.97	0.05	1.25	–	1.65	0.03	2.91	1.75	0.19	0.16	14.86
5кр	6.83	0.09	1.15	–	1.70	0.03	2.99	1.70	0.21	0.17	14.87
6	7.08	0.07	0.99	–	1.69	0.02	3.05	1.83	0.25	0.03	15.01
7ц	7.68	0.01	0.49	–	1.41	0.03	3.35	1.91	0.07	0.03	14.98
7кр	8.12	0.01	0.33	–	1.30	0.03	3.36	1.82	–	0.02	14.99
8	2.95	–	2.45	–	0.56	0.01	0.01	2.02	–	–	8.00
9	2.92	–	2.65	0.01	0.44	0.01	0.01	1.94	–	0.01	7.99

Примечание. 1–2 – плагиоклаз, 3–7 – амфибол, 8 – эпидот, 9 – клиноцоизит; ц – центр зерна, кр – край зерна; курсивом выделено содержание трехвалентного железа.

Note. 1–2 – plagioclase, 3–7 – amphibole, 8 – epidote, 9 – clinozoisite; ц – center of the grain, кр – edge of the grain; ferric iron is shown in italics.

ралогически агрегат представлен тонкозернистой массой клиноцоизита с альбитом и доломитом. В шлифе темно-бурый, только в некоторых случаях наблюдаются короткопризматические индивиды размером доли мм с характерной аномальной серо-желтой окраской и косым угасанием (сNp 10–15°). Наличие клиноцоизита подтверждается рентгенофазовыми и микронзондовыми исследованиями (см. табл. 1, ан. 9). Прожилки розового клиноцоизита в соссюрит-амфиболовых породах имеют мощность до 1 см. В пределах прожилка окраска минерала резко меняется от бледно-розовой до малиновой. Подтвержден рентгенометрическими исследованиями. Главные линии на дифрактограмме (d, I), Å: 2.88 (100), 2.89 (93), 2.67 (68), 1.632 (58), 2.59 (55), 2.39 (52), 3.99 (46), 2.52 (42), 8.04 (16). Химический состав клиноцоизитов из прожилков приведен в табл. 2 (ан. 1, 2).

Цоизит встречается в соссюритовом агрегате и в виде различных прожилков, как самостоятельных, так и с другими минералами. Часто инкрустирует полости, выполненные вторичным альбитом в агрегате соссюрита, в виде игольчатых кристаллов. Размер индивидов достигает 1.5 мм. Без анализатора – прозрачный, с анализатором – светло-серый с прямым угасанием. В кварц-цоизитовых прожилках мощностью до 10 см минерал представлен белыми и зелеными разностями. С зеленым цоизитом в кварце встречаются выщелоченные отпечатки кристаллов карбоната. Серовато-белый цоизит образует сноповидные и шестоватые агрегаты прорастания в кварце. Отдельные индивиды представлены иглками размером до 5 см. По зальбандам прожилков развит хлорит. Цоизит определен оптически и рентгенометрически. Главные линии на дифрактограмме (d, I), Å: 2.69 (100), 2.72 (91), 2.85

Таблица 2. Химический состав клиноцоизита, цоизита и цеолитов, мас. %

Table 2. Chemical composition of clinzoisite, zoisite, and zeolites, wt %

Компонент	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO ₂	39.68	38.70	37.80	57.50	53.67	60.87	57.00
TiO ₂	0.16	0.14	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	23.81	27.73	34.50	16.80	15.70	15.01	16.14
Fe ₂ O ₃	6.32	4.44	1.95	–	0.28	–	0.42
FeO	1.39	0.16	–	0.10	–	–	–
MnO	0.09	0.07	0.08	0.02	0.07	–	–
MgO	2.40	0.18	0.06	0.10	–	–	3.50
CaO	23.65	24.84	22.00	8.32	6.45	5.98	4.20
Na ₂ O	Следы	0.10	0.35	1.01	1.59	0.82	–
K ₂ O	–	Следы	0.21	0.87	0.21	0.52	0.42
П.п.п.	2.63	2.47	3.11	14.80	–	–	18.30
Сумма	100.13	98.93	100.00*	99.30	77.94	83.20	100.00*

Примечание. 1, 2 – клиноцоизит, 3 – цоизит, 4 – ломонтит, 5 – стильбит-Са, 6 – гейландит-Са, 7 – шабазит-Мг; звездочкой отмечены анализы, где п.п.п. считались по разности.

Note. 1, 2 – clinzoisite, 3 – zoisite, 4 – laumontite, 5 – stilbite-Ca, 6 – heulandite-Ca, 7 – chabazite-Mg; an asterisk indicates analyses where L.O.I. counted as a difference.

(62), 3.09 (38), 2.78 (38), 4.04 (32), 8.19 (23); 5.03 (23). Химический состав цоизита приведен в табл. 2 (ан. 3). По содержанию железа (Fe₂O₃ до 2 мас. %) минерал резко отличается от клиноцоизитов. Недостаток кальция в минерале частично компенсируется щелочами.

В собственных прожилках белого цоизита среди сосюрит-амфиболовых пород установлены призматические кристаллы. Они встречены в агрегате пластинчатого цоизита, где выполняют интерстиции между крупными пластинами минерала. Кристаллы абсолютно бесцветны и достигают 5 мм по удлинению. Грани головок встречаются очень редко и обнаруживают матовый блеск. Сами кристаллы сложены пинакоидами – a{100}, b{010}, c{001} – и ромбическими призмами – f{101}, q{102}, r{201}, d{011}, u{210} (рис. 3а).

Самые поздние метаморфические минералы среди сосюрит-амфиболовых пород – цеолиты. Всего в метагабброидах установлено четыре цеолита: ломонтит, стильбит-Са, гейландит-Са и шабазит-Мг.

Ломонтит является наиболее распространенным из цеолитов, он слагает мономинеральные жилы (мощностью до 5–6 см) вокруг которых в метагабброидах отмечается интенсивная ломонтитизация (она проявлена на локальных участках до 10–15 м вокруг цеолитовых прожилков). В виде кристаллов ломонтит инкрустирует друзовые полости, представленные в виде узких щелей (толщиной до 1 см и длиной до 10 см). Индивиды цеолита имеют короткопризматический облик с ха-

рактерной для него морфологией (рис. 3б): c{001}, e{-101} – пинакоиды, m{110} – ромбическая призма. У редких кристаллов игольчатого габитуса грани третьего пинакоида [001] полностью исчезают. Размер индивидов не превышает 1 см по удлинению. Отблеск от граней призмы перламутровый, по-видимому, за счет сильной трещиноватости. Свежий ломонтит, только что вынутый из друзовой полости, полупрозрачен, с желтоватым оттенком, но в течение суток минерал приобретает белую окраску и рыхлость. Это связано с дегидратацией ломонтита и переходом в леонгардит (Годовиков, 1975). Определен рентгенографически. Основные линии минерала (d, I), Å: 4.19 (100), 9.56 (60), 6.86 (50), 3.28 (35), 3.49 (30). Химический состав ломонтита приведен в табл. 2 (ан. 4). Данный состав пересчитывается на формулу: (Ca_{0.70}Na_{0.16}K_{0.09}Mg_{0.01})_{0.96}[(Al_{1.55}Si_{0.45})_{2.00}Si_{4.04}O₁₂] × 3.85H₂O. Кристаллы ломонтита часто покрыты черным сажистым материалом (не диагностированные гидроокислы Mn) и желтовато-коричневыми сферолитами стильбита.

Стильбит-Са образует редкие прожилки, которые характеризуются небольшой мощностью, до 1 см. В жилах цеолит представлен расщепленными агрегатами радиально-лучистого строения. Цвет желто-коричневый, в тонких сколах медово-желтый. Определен рентгенофазовым методом, отражения минерала (d, I), Å: 9.17 (100), 4.05 (92), 3.01 (85), 4.65 (38), 2.78 (29). Химический состав стильбита приведен в табл. 2 (ан. 5). Пересчитанная кристаллохимическая формула вполне соответствует

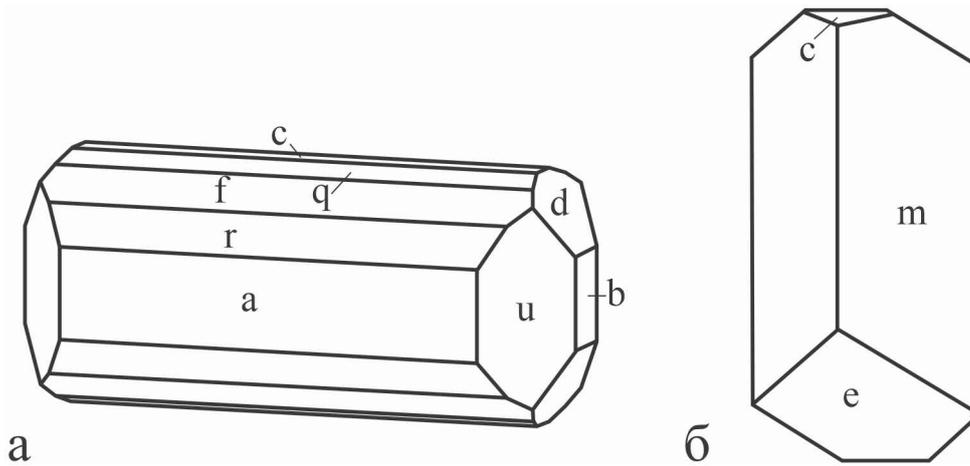


Рис. 3. Кристалломорфология минералов из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива.

a – цоизит, б – ломонтит.

Fig. 3. Crystal morphology of minerals from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif.

a – zoisite, б – laumontite.

стильбиту-Са (Coombs et al., 1997): $(\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.06})_{0.84}(\text{Ca}_{1.76}\text{Fe}_{0.06}\text{Mn}_{0.01})_{1.83}[(\text{Al}_{4.74}\text{Si}_{0.30})_{5.04}\text{Si}_{13.45}\text{O}_{36}] \times 14.35\text{H}_2\text{O}$. Местами в агрегатах стильбита наблюдаются включения индивидов ломонтита и гейландита.

Гейландит-Са слагает бесцветные таблитчатые индивиды размером до 5 мм. Имеет типичную для него совершенную спайность в одном направлении с характерным перламутровым отблеском. В индивидах отмечается видимая зональность, центр – прозрачный, края – белые. Определен рентгенофазовым методом, отражения минерала (d, I), Å: 9.17 (100), 4.05 (92), 3.01 (85), 4.65 (38), 2.78 (29), полностью соответствуют эталону гейландита. Химический состав гейландита приведен в табл. 2 (ан. 6). Пересчитанная кристаллохимическая формула хорошо соответствует гейландиту-Са (Coombs et al., 1997): $(\text{Ca}_{1.47}\text{Na}_{0.36}\text{K}_{0.15})_{1.98}[\text{Al}_{4.06}\text{Si}_{13.96}\text{O}_{36}] \times 12.85\text{H}_2\text{O}$. У табличек гейландита различаются границы совместного роста (индукционные грани) с агрегатами стильбита, значит, они кристаллизовались совместно. Их совместный рост происходил в самом начале кристаллизации стильбита, так как весь гейландит сосредоточен в центре радиально-лучистых агрегатов. На заключительной стадии формировался только стильбит. В то же время индивиды ломонтита в агрегате стильбита абсолютно идиоморфные и образовались раньше остальных цеолитов. Таким образом, для цеолитовых прожилков устанавливается следующая последовательность кристаллизации: ломонтит → гейландит+стильбит → стильбит.

Шабазит-Мг является самым поздним по времени образования цеолитом (Ерохин и др., 2019).

Он встречается в трещинах отрыва в ассоциации с кальцитом, пиритом и ломонтитом на глинистом материале, где образует водно-прозрачные кристаллы кубовидной формы размером до 0.2 мм (рис. 4а), а также их корковидные скопления размером до 2–3 мм (рис. 4б). Кристаллы сложены основным ромбоэдром $r\{1011\}$, а также типичными для шабазита двойниками прорастания с двойниковой осью $[0001]$. Дифрактометрическое изучение отобранных кристаллов показало, что они представлены цеолитом из группы шабазита. Основные отражения цеолита, Å: 9.29, 6.88, 5.53, 4.96, 4.31, 3.85, 3.55, 3.44, 2.922, 2.868 и т. д. Химический состав минерала хорошо пересчитывается на шабазит-Мг (см. табл. 2, ан. 7). Кристаллохимическая формула – $(\text{Mg}_{0.82}\text{Ca}_{0.71}\text{K}_{0.09})_{1.62}[(\text{Al}_{2.99}\text{Fe}_{0.06}\text{Si}_{8.95})_{12.00}\text{O}_{24}] \times 10\text{H}_2\text{O}$. В баженовском шабазите-Мг отмечается высокое $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al})$ отношение, в среднем около 0.75, что в целом характерно для данного цеолита, в эталоне – 0.74 (Montagna et al., 2010).

Из аксессуарных минералов в метагабброидах установлено три минерала – фторопатит, титанит и циркон.

Фторопатит рассредоточен по всей матрице соссюрит-амфиболовых пород, образуя призматические и изометричные зерна размером до 50–70 мкм (рис. 5а). По данным электронно-зондового анализа, отвечает фторопатиту, мас. %: P_2O_5 – 41.86, SiO_2 – 0.08, FeO – 0.09, MnO – 0.03, CaO – 55.38, F – 2.26, т. е. содержит 0.61 ф.ед. фтора.

Титанит так же, как и фторопатит, рассеян по всей матрице соссюрит-амфиболовых пород, образуя ромбовидные зерна размером до 200 мкм.

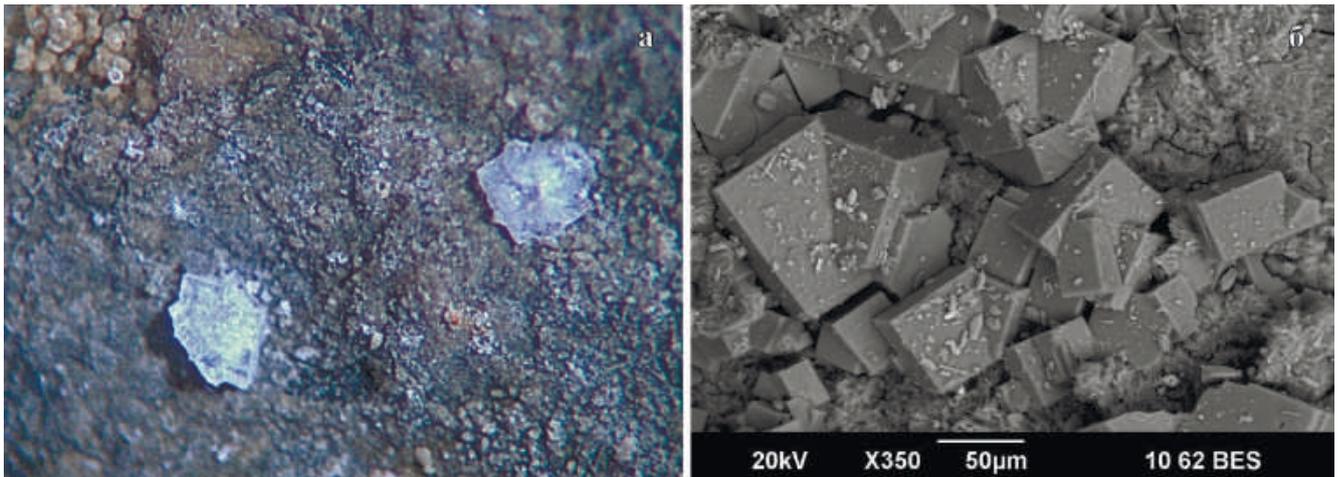


Рис. 4. Шабазит-Mg из метагабброидов Баженовского массива.

а – двойникованные кристаллы размером около 0.2 мм, фото под бинокулой; б – корковидные агрегаты из кристаллов, BSE-фото, СЭМ JSM-6390LV.

Fig. 4. Chabazite-Mg from the metagabbroids of the Bazhenov massif.

а – twinned crystals, their size is about 0.2 mm photo under a binocular lens; б – crust-like aggregates of crystals, BSE-photo, SEM JSM-6390LV.

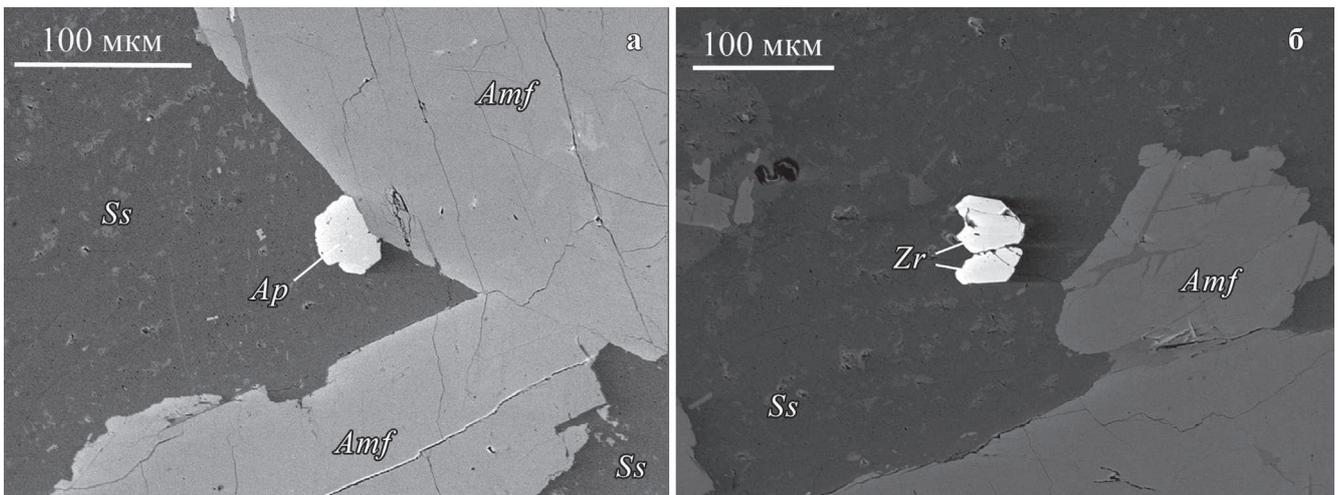


Рис. 5. Акцессорные минералы в метагабброидах Баженовского массива.

а – фторапатит, б – циркон. *Ss* – соссуриит, *Amf* – амфибол, *Ap* – фторапатит, *Zr* – циркон. BSE-фото, CAMECA SX 100.

Fig. 5. Accessory minerals in metagabbroids of the Bazhenov massif.

а – fluorapatite, б – zircon. *Ss* – saussurite, *Amf* – amphibole, *Ap* – fluorapatite, *Zr* – zircon. BSE photo, CAMECA SX 100.

По данным электронно-зондового анализа, имеет обычный химический состав, мас. %: SiO_2 – 29.84, TiO_2 – 39.80, Al_2O_3 – 0.82, FeO – 0.30, CaO – 29.10, сумма 99.86.

Циркон является редким акцессорным минералом в соссуриит-амфиболовых породах Баженовского массива.

Он образует слабоудлиненные и изометричные, округлые зерна размером до 100 мкм (см. рис. 5б) и, по всей видимости, является реликтовым минералом исходного габбро-норитового парагенезиса. Данные по составу циркона приведены в разделе геохронология.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЯ МЕТАГАББРОИДОВ БАЖЕНОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Химический состав метагабброидов Баженовского массива довольно сильно варьируется (табл. 3); они отличаются повышенной магнизиальностью и основностью при пониженной титанности, глиноземистости и щелочности от среднего состава габбро офиолитовых комплексов, по (Золоев и др., 1981).

Пересчеты химических анализов баженовских габброидов по методу CIPW вынесены на классификационный треугольник оливин–плагиоклаз–пироксен (рис. 6). Почти все точки попали в область распространения обычных габбро-норитов и оливиновых габбро-норитов. Основная часть габброидов относится к мезократовым разновидностям, за исключением двух анализов, которые попали в поле меланократовых пород. Эти две пробы, в отличие от остальных, отобраны с глубины 220 м, что, возможно, позволяет предполагать нарастание темноцветных минералов с глубиной в массиве габброидов.

Микроэлементный состав габброидов Баженовского массива приведен в табл. 4. Он характеризуется следующими содержаниями элементов: титана (до 630 г/т), ванадия (до 110 г/т), хрома (до 2020 г/т), марганца (до 560 г/т), никеля (до 370 г/т), меди (до 142 г/т), стронция (до 146 г/т) и др. При этом по содержанию стронция они замет-

но уступают габброидам платиноносных комплексов и габбро-гранитных серий (Ферштатер, 1987). В целом данные по стронцию, иттрию, кобальту и никелю, нанесенные на известные петрогенетические диаграммы (Ферштатер, 1987; и др.), показывают (рис. 7), что габброиды Баженовского массива принадлежат к альпинотипной формации габбро-гипербазитовых комплексов.

Распределение лантаноидов, нормированное по хондриту, показало конфигурацию трендов, характерную для габброидов офиолитовой ассоциации (Колман, 1979; и др.). Спектры распределения дают картину обеднения легкими РЗЭ с небольшой положительной аномалией по европию (рис. 8). Возможно, это свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в процессе магматической дифференциации. Подобный тренд распределения РЗЭ для баженовских габбро уже приводился ранее (Ферштатер, Беа, 1996; см. рис. 8), и его можно сравнить с распределением РЗЭ в так называемых “нижних” габбро (основных кумулатах), выделенных Р. Колманом (1979). В целом для баженовских метагабброидов характерны высокие содержания глинозема, магния, кальция, хрома и низкие – титана, щелочей и РЗЭ. Крайне низкие содержания РЗЭ и некогерентных элементов (особенно Nb и Zr) при слабом обогащении Rb сближают данные габброиды с надсубдукционными магматитами (Петров и др., 2010).

Таблица 3. Химический состав метагабброидов из Баженовского массива, мас. %

Table 3. Chemical composition of metagabbroids from the Bazhenov massif, wt %

Компонент	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO ₂	47.07	45.90	46.46	46.86	48.26	47.96	47.28
TiO ₂	0.11	0.26	0.14	0.11	0.20	0.21	0.18
Al ₂ O ₃	17.15	16.77	13.70	16.40	12.80	13.30	15.00
Fe ₂ O ₃	0.74	1.27	0.72	0.90	0.69	1.07	0.87
FeO	3.23	5.94	4.76	4.13	4.79	4.99	5.76
MnO	0.09	0.12	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12
MgO	12.37	10.98	14.88	12.29	13.05	12.30	11.84
CaO	14.80	13.30	14.69	15.19	16.07	16.33	13.80
Na ₂ O	1.46	1.76	0.62	0.78	1.00	1.00	1.44
Cr ₂ O ₃	0.13	0.07	0.17	0.13	0.16	0.16	0.06
K ₂ O	0.03	0.10	–	–	–	–	–
CO ₂	–	0.15	–	0.22	0.50	0.34	–
П.п.п.	2.43	3.01	3.12	2.55	2.08	1.98	3.03
Сумма	99.61	99.63	99.58	99.75	99.82	98.87	99.58

Примечание. Приведена выборка из 24 анализов (только авторские данные, без использования фондовой литературы).

Note. A selection of 24 analyzes is shown (only author data, without using stock literature).

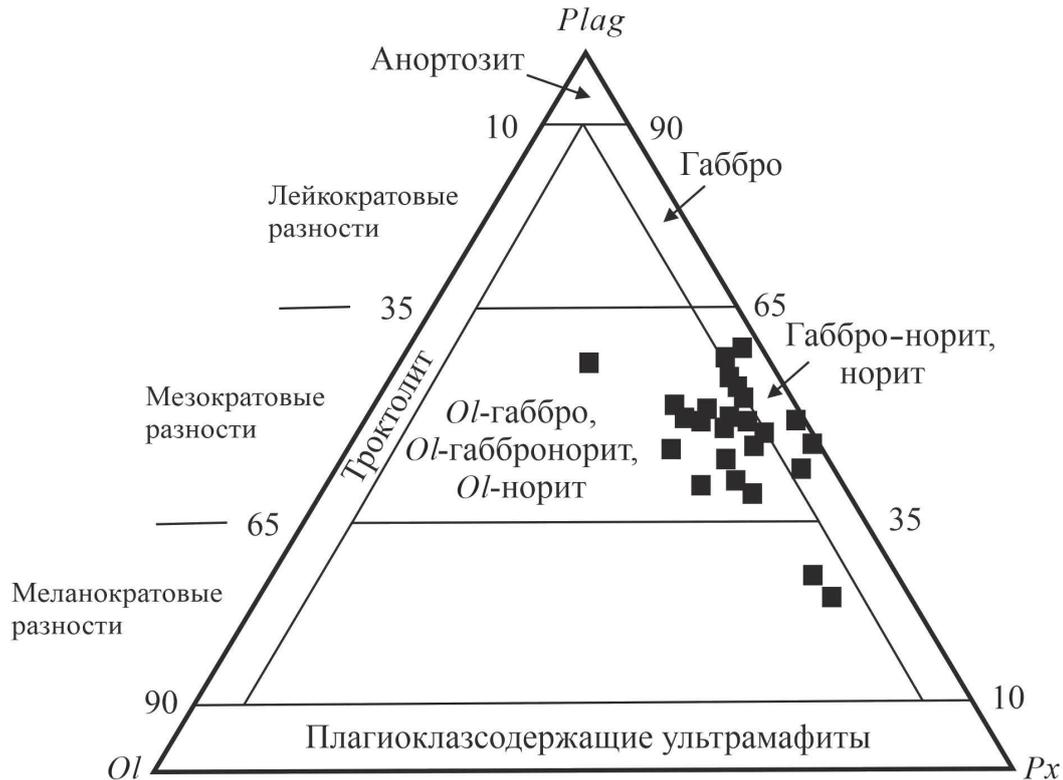


Рис. 6. Классификационная диаграмма *Ol–Px–Plag* для ультраосновных и основных пород. Квадратами показаны метагабброиды Баженовского массива.

Fig. 6. *Ol–Px–Plag* classification chart for ultrabasic and basic breeds. The squares show the metagabbroids of the Bazhenov massif.

Таблица 4. Микроэлементный состав метагабброидов из Баженовского массива, г/т
Table 4. Trace element composition of metagabbroids from the Bazhenov massif, ppm

Элемент	Обр. 5бж	Обр. 13бж	Обр. бж-11	Элемент	Обр. 5бж	Обр. 13бж	Обр. бж-11	Элемент	Обр. 5бж	Обр. 13бж	Обр. бж-11
Be	–	0.04	–	La	0.20	0.19	0.30	Y	4.10	3.44	3.75
Sc	–	29.52	34.23	Ce	0.40	0.52	0.65	Zr	–	2.48	4.38
Ti	–	627.7	–	Pr	0.08	0.09	0.12	Hf	–	0.11	0.17
V	–	109.3	120.7	Nd	0.50	0.52	0.70	Ta	–	0.03	0.20
Cr	–	2020	2918	Sm	0.23	0.25	0.29	W	–	0.25	–
Mn	–	560.8	–	Eu	0.16	0.15	0.13	Re	–	0.001	–
Co	–	31.38	44.63	Gd	0.40	0.40	0.47	Nb	–	0.30	0.25
Ni	–	368.2	477.0	Tb	0.09	0.08	0.09	Mo	–	0.43	–
Cu	–	141.9	104.2	Dy	0.58	0.58	0.59	Cs	–	0.07	–
Zn	–	17.04	65.19	Ho	0.13	0.14	0.13	Tl	–	0.07	–
Ga	–	8.93	7.40	Er	0.37	0.33	0.39	Pb	–	0.57	–
Rb	–	0.94	0.08	Tm	0.05	0.05	0.05	Bi	–	0.41	–
Sr	–	146.4	126.7	Yb	0.34	0.31	0.37	Th	–	0.24	0.02
Ba	–	8.44	13.01	Lu	0.05	0.05	0.05	U	–	0.06	0.04

Примечание. Обр. 5бж отобран в западном борту Центрального карьера, обр. 13бж – на перемычке Центрального и Северного карьеров, обр. бж-11 – данные из (Ферштатер, Беа, 1996). Прочерк – элементы не измерялись.

Note. Sample 5бж was sampled in the western side of the Central quarry, sample 13бж – on the lintel of the Central and Northern quarries, sample бж-11 is given from (Fershtater, Bea, 1996). Dash – elements were not measured.

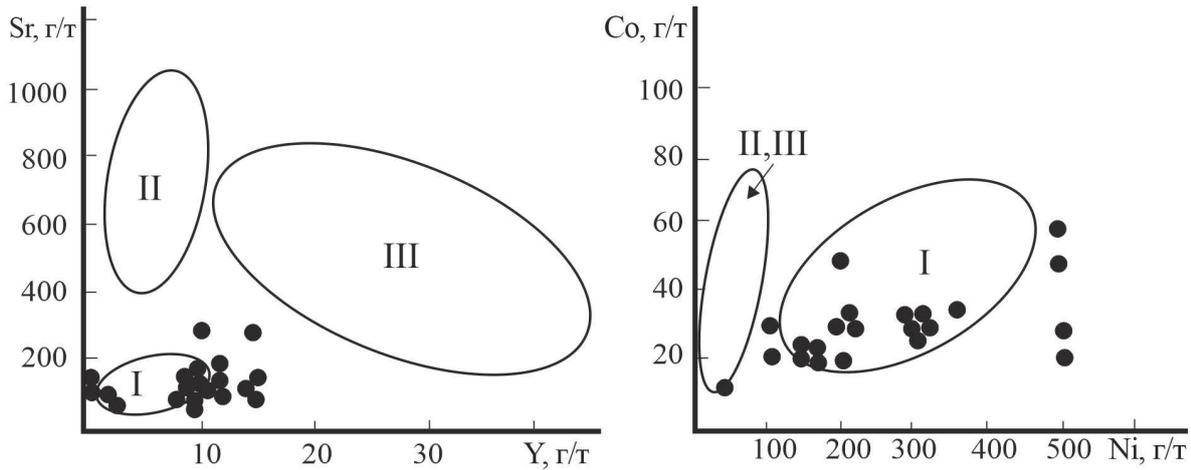


Рис. 7. Геохимические особенности метагабброидов Баженовского.

Поля даны по (Ферштатер, 1987): I – альпинотипные комплексы, II – платиноносные комплексы, III – габбро-гранитные серии.

Fig. 7. Geochemical features of metagabbroids of the Bazhenov massif.

Fields are given after (Fershtater, 1987): I – alpine-type complexes, II – platinum-bearing complexes, III – gabbro-granite series.

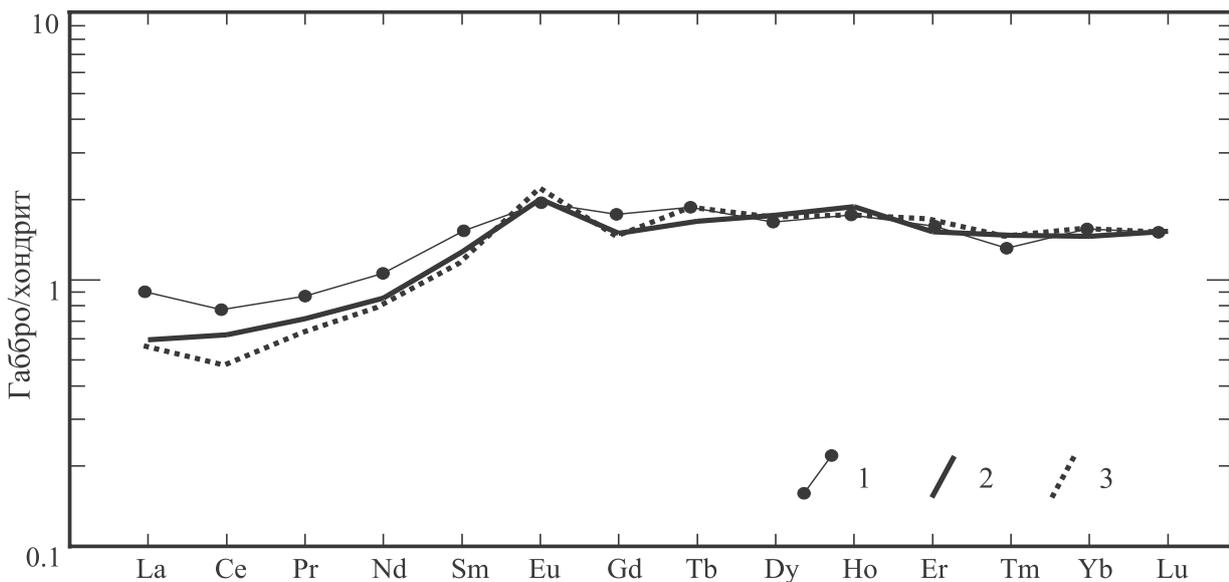


Рис. 8. Распределение РЗЭ в метагабброидах Баженовского массива.

Номера проб и их данные приведены в табл. 4. 1 – обр. бж-11, 2 – обр. 13бж, 3 – обр. 5бж.

Fig. 8. REE distribution in metagabbroids of the Bazhenov massif.

Sample numbers and their data are given in Table 4. 1 – sample бж-11, 2 – sample 13бж, 3 – sample 5бж.

**ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНА
ИЗ МЕТАГАББРОИДОВ**

Акцессорный циркон из сосюрит-амфиболовых пород имеет округлый или овальный облик без каких-либо четких кристаллографических очертаний.

Индивиды прозрачны и характеризуются светло-желтоватой окраской. В лучах катодолюминесценции кристаллы циркона обнаруживают слабое зональное строение, а также четкое развитие вторичных кайм, сложенных бедной U и Th (светлой на катодолюминесцентном снимке) разновидностью (рис. 9).

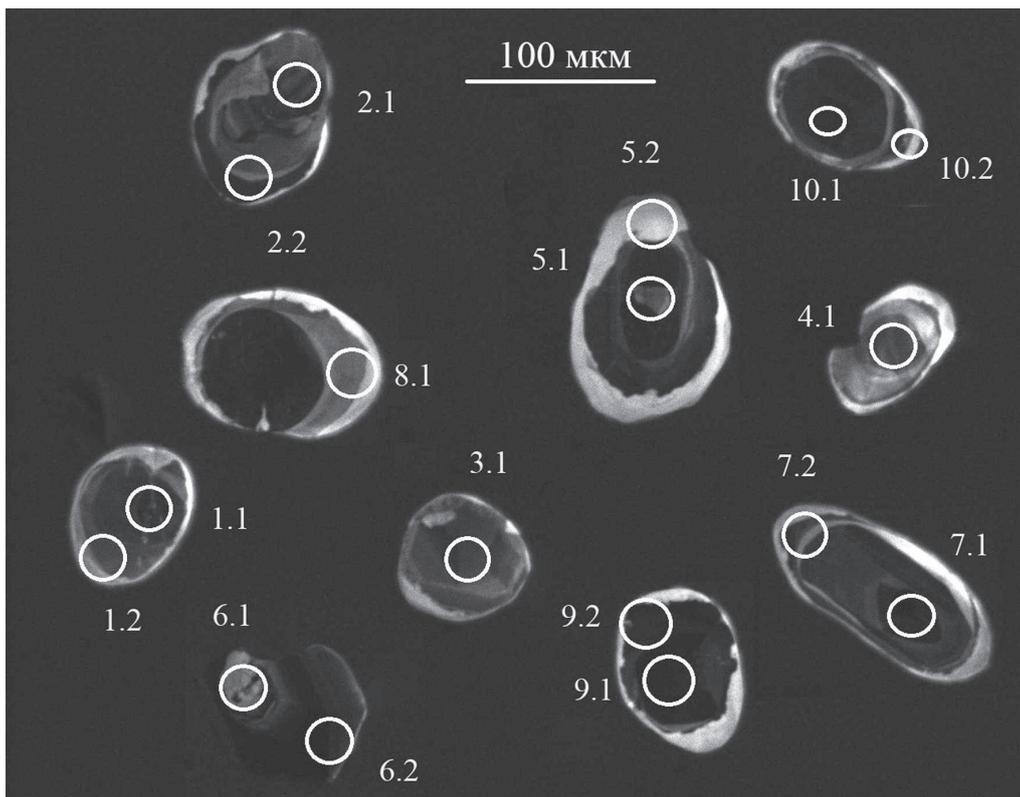


Рис. 9. Цирконы в катодных лучах из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива. Кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 5.

Fig. 9. Zircons in cathode rays from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif. The circles show the location of the measurement points, the numbers correspond to the numbers of analyzes in Table 5.

Каких-либо включений (как расплавных, так и минеральных фаз) в цирконе не установлено.

Результаты U-Pb-датирования показаны в табл. 5 и на рис. 10. На изотопной U-Pb диаграмме преобладающая часть фигуративных точек располагается ниже линии конкордии, что свидетельствует о частичной потере радиогенного Pb (или добавки U) в результате метаморфических преобразований породы. Серия из 13 фигуративных точек позволяет достаточно точно определить положение дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 1993 млн лет, который соответствует времени кристаллизации циркона.

Две фигуративные точки (5.2 и 6.2), соответствующие анализам циркона из внешних частей зерен, располагаются непосредственно на линии конкордии. Полученные по ним возрасты 256 и 251 млн лет отражают время, прошедшее с момента окончательного закрытия U-Pb изотопной системы циркона после потери части радиогенного Pb, т. е. фиксируют время последнего тектоно-термального эпизода. Еще две фигуративные точки (10.2 и 6.1) располагаются ниже линии конкордии, не по-

падая при этом на продолжение дискордии, полученной по преобладающей части изученных зерен циркона. По всей вероятности, эти анализы отражают влияние промежуточных эпизодов метаморфизма, выявляемых при минералого-петрографических исследованиях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные минералогические данные позволяют проследить эволюцию метаморфических преобразований исходных габбро-норитов. Для этого использованы различные геотермобарометры (Мишкин, 1990; Otten, 1984; Holland, Blundy, 1994; и др.) По их данным, наиболее распространенная в метагабброидах магнезиальная роговая обманка попадает в интервал 450–500°C и 2–3 кбар, а вторичный по отношению к нему тремолит – около 400°C и 1 кбар. Таким образом, формирование соссюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации.

При дальнейшем снижении температуры в соссюрит-амфиболовых породах стали появляться

Таблица 5. U-Pb изотопные данные для цирконов из соссюрит-амфиболовых пород
Table 5. U-Pb isotopic data for zircons from saussurite-amphibole rocks

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	D, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rh ₀
1.1	0.03	107	385	88	1805 ± 33	9	0.3231 ± 2.1	0.968
1.2	0.07	30.5	109	12	1810 ± 20	10	0.3241 ± 1.3	0.598
2.1	0.04	113	389	125	1878 ± 62	5	0.3380 ± 3.8	0.991
2.2	0.01	163	547	77	1924 ± 16	4	0.3477 ± 1.0	0.744
3.1	0.06	92.4	325	85	1841 ± 16	7	0.3306 ± 1.0	0.854
4.1	–	119	426	104	1814 ± 15	12	0.3250 ± 1.0	0.756
5.1	0.03	175	682	138	1682 ± 14	19	0.2982 ± 0.9	0.904
5.2	–	0.45	13	1	251.1 ± 9.0	66	0.0397 ± 3.6	0.302
6.1	3.09	25.6	255	21	690.5 ± 7.7	65	0.1131 ± 1.2	0.232
6.2	0.14	98.3	2818	8	256.2 ± 2.3	–18	0.0405 ± 0.9	0.654
7.1	0.02	179	624	93	1858 ± 20	8	0.3341 ± 1.3	0.949
7.2	0.05	86.3	299	35	1863 ± 16	13	0.3351 ± 1.0	0.848
8.1	0.05	28.2	100	14	1823 ± 20	8	0.3268 ± 1.2	0.518
9.1	0.04	191	819	102	1549 ± 13	29	0.2715 ± 0.9	0.910
9.2	–	170	699	99	1608 ± 20	23	0.2832 ± 1.4	0.788
10.1	0.02	199	726	164	1786 ± 14	12	0.3192 ± 0.9	0.629
10.2	0.25	33.2	200	18	1134 ± 12	42	0.1924 ± 1.1	0.183

Примечание. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно, погрешности калибровки относительно стандартов 0.31%, D – дискордантность, Rh₀ – коэффициент корреляции. Ошибки возраста на уровне 1σ, изотопных отношений – на уровне 2σ; диаметр кратера 25–30 мкм.

Note. Pb_c and Pb* – ordinary and radiogenic lead, respectively, calibration errors relative to standards 0.31%, D – discordance, Rh₀ – correlation coefficient. Age errors at the 1σ level, and isotope ratio errors at the 2σ level; crater diameter 25–30 μm.

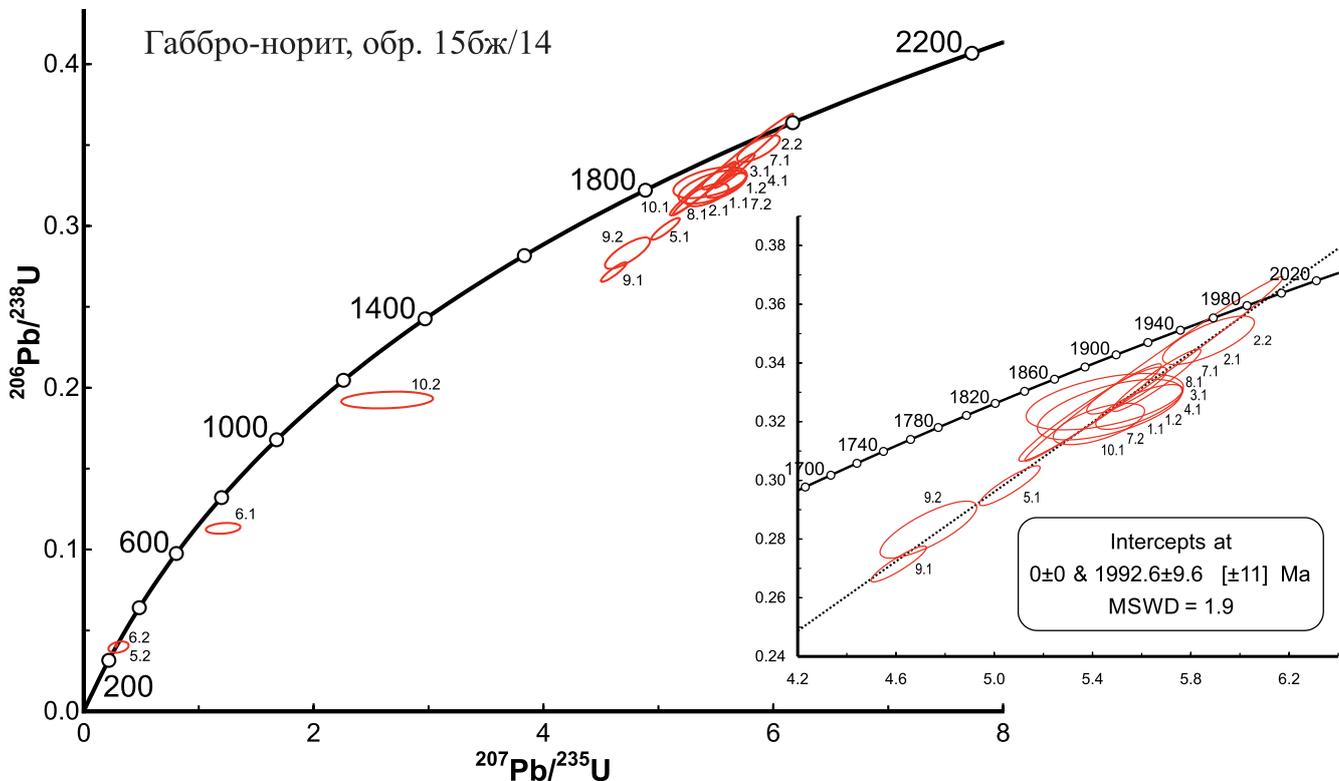


Рис. 10. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива.

Fig. 10. U-Pb diagram with concordia for zircons from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif.

сосюритовые, цоизитовые и клиноцоизитовые, а также цеолитовые прожилки. Наименее низкотемпературная цеолитовая фация в метагабброидах встречается локально и имеет все признаки гидротермального образования. Это связано с тем, что цеолиты образуют жильные тела и метасоматические ореолы вокруг них. Температура образования ломонтита лежит в области 210–230°C (Дир и др., 1968), и, по всей видимости, именно на этом уровне завершился процесс метаморфических и гидротермальных изменений в габброидах Баженовского массива. Этот метаморфический процесс был явно регрессивной направленности и изменялся от амфиболитовой через зеленосланцевую к цеолитовой фации. Интересно, что площадной метаморфизм габброидов остановился на фации зеленых сланцев, а дальше проявлялось только локальное изменение пород на уровне “гидротермальных” цеолитовых жил с развитием околожильных метасоматитов.

Петро- и геохимическая характеристика сосюрит-амфиболовых пород позволяет сделать предположение об островодужном происхождении габброидов Баженовского массива. К этому же выводу приходили и другие исследователи, которые относили Баженовский массив к офиолитам задугового (надсубдукционного) бассейна (Ферштатер, Беа, 1996; Ефимов, 2002; Петров и др., 2010). Таким образом, габброиды Баженовского массива сложены почти однородным массивом габбро-норитов (обычных и оливковых) и, по всей видимости, относятся к альпинотипной формации задугового (надсубдукционного) бассейна.

Результаты проведенных исследований показали, что кристаллизация датированных зерен циркона произошла около 2 млрд лет назад. Как было показано выше, геологическое положение и геохимические особенности изучаемых сосюрит-амфиболовых пород (метагабброидов) исключают сомнения в их принадлежности к офиолитовой ассоциации. А, согласно имеющимся к настоящему времени данным, столь древние значения возраста в офиолитах Урала наблюдаются только среди пород мантийной части офиолитового разреза (третий слой океанической коры). Таким образом, образование циркона с протерозойскими значениями возраста в породах офиолитовой ассоциации может быть объяснено только результатом каких-то процессов, протекавших в мантии. Более детальная и однозначная интерпретация полученных данных затруднительна, поскольку образование габброидов в мантийных условиях невозможно. Кроме того, в изученных зернах циркона не обнаружено расплавных включений, т. е. отсутствуют прямые признаки их кристаллизации из магматического расплава.

Совершенно очевидно, что загрязнение изученных метагаббро цирконами из ассоциирующихся с ними ультрамафитов в месте их современ-

ного залегания маловероятно. Как показали проведенные ранее исследования, в процессе перемещения из глубинных горизонтов в верхнюю часть коры габбро и ультрамафиты офиолитовой ассоциации подвергались процессам низкотемпературного метаморфизма, сопровождавшимся кристаллизацией новообразованного циркона, зерна которого содержат многочисленные включения типичных метаморфических силикатов (амфибола, альбита, цоизита или клиноцоизита), по составу аналогичных главным породообразующим минералам (Смирнов и др., 2016; Smirnov et al., 2022), чего не наблюдается в рассматриваемых в настоящей работе цирконах.

По-видимому, присутствие мантийных цирконов в изученной породе может объясняться тем, что они попали в исходный для габброидов магматический расплав в процессе его генерации из мантийного протолита. Кроме того, габбровый расплав мог захватить зерна циркона из ультрамафитов третьего слоя океанической коры в процессе перемещения от места генерации в верхнюю часть коры. В обоих случаях необходимо допустить, что вещество мантии содержало необходимое количество циркона, который, хотя и присутствует в мантийных породах ультраосновного состава (Сколотнев и др., 2010; и др.), но все же является там достаточно редким минералом.

Наконец, присутствие мантийных цирконов в изученных метагабброидах может объясняться тем, что габбро могут являться результатом твердофазного преобразования мантийного эклогита в габбро. Предположение об образовании какой-то (по мнению авторов, существенной) части офиолитового габбро в результате высокотемпературного метаморфического ретроградного перехода мантийного эклогита в габбро при подъеме мантийного вещества к поверхности Земли высказано А.А. Ефимовым и В.Н. Пучковым (1980). Эти представления не получили широкого распространения, но и не были никем опровергнуты, и вполне могут быть привлечены для объяснения присутствия мантийных цирконов в изученной пробе габброидов. При любом варианте объяснения остается неясным, почему циркон изученной пробы метагабброида не подвергся перекристаллизации и его U-Pb изотопная система нарушена сравнительно слабо при неоднократно повторявшихся процессах метаморфизма. Скорее всего, это связано с тем, что метаморфические реакции происходили на протяжении относительно короткого промежутка времени, вследствие чего наиболее устойчивые минералы, к числу которых относится циркон, сохранились неизменными.

Интересно, что древние возрасты уже отмечались для Баженовского массива. При изучении слабоизмененных и сильноизмененных даек диоритов, а также метасоматитов по ним (родингитов) полу-

чен рубидий-стронциевый возраст 949 ± 180 млн лет. Из этого сделан вывод, что образование океанической коры на Среднем Урале, а также регрессивная серпентинизация со связанной с ней родингитизацией происходили в докембрии, в верхнем рифее (Шкуропат и др., 1995).

Эти данные входят в явное противоречие с возрастом даек плагиогранита, которые синхронны по времени образования с диоритами, так как все эти дайки являются производными от рядом расположенного Рефтинского габбро-плагиогранитного массива. Методом химического Th-U-Pb датирования нами изучен акцессорный монацит-(Ce). Значение возраста редкоземельного фосфата составляет от 419 до 447 млн лет, средневзвешенное значение 429 ± 29 млн лет и изохрона 428 ± 33 млн лет, т. е. возраст плагиогранитных даек, секущих гипербазитовое тело, определяется как раннесилурийский (Ерохин и др., 2018).

Подводя итог, следует отметить, что достаточно определенно можно утверждать только то, что кристаллизация изученных цирконов происходила в породах мантии. Достоверно объяснить присутствие зерен этих цирконов в метагабброидах Баженовского массива пока не представляется возможным. При этом сам факт присутствия цирконов возрастом около 2 млрд лет в габбро-офиолитовой ассоциации Урала представляет, по мнению авторов, значительный интерес, в связи с чем мы и публикуем эти результаты, признавая, что вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

При этом в многочисленных опубликованных работах (Коротеев и др., 1979; Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.) по отношению ко всему Асбестовско-Алапаевскому поясу ультраосновных массивов делался вывод о том, что он является фрагментом фундамента девонской островной дуги. Более точный возраст получен по конодонтам из вулканитов глинского комплекса (Режевской район), который был отнесен к раннему эйфелю Уральской шкалы, т. е. эмсу (Пучков и др., 1990; Иванов, 1998). Получается явное противоречие между имеющимися изотопными датировками и достаточно уверенными палеонтологическими определениями в вулканических базальтоидных комплексах, что, по всей видимости, свидетельствует о разновременном образовании вулканитов и плутолитов офиолитовых комплексов Асбестовско-Алапаевского пояса.

Цирконы из габброидов Баженовского массива наиболее молодого возраста (256 и 251 млн лет) образовались, вероятнее всего, в результате наложенного метаморфизма. Время преобразований габброидов вполне может быть связано с термальным воздействием крупного рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса. Его время образования определялось как 256 ± 0.6 (Ферштатер и др., 2003) и 255–241 (Смирнов и др., 2006) млн лет.

ВЫВОДЫ

Габброиды Баженовского массива повсеместно метаморфизованы до сосюрит-амфиболовых пород, которые имеют следующий минеральный состав: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит. Формирование сосюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации, а на локальных участках массива метаморфизм дошел до цеолитовой фации с признаками гидротермальной переработки. По данным петро- и геохимических исследований метагабброидов, Баженовский массив относится к альпийской дунит-гарцбургитовой формации.

По результатам выполненного U-Pb датирования, преобладающая часть циркона в метагабброидах имеет возраст около 2 млрд лет. Столь древние значения возраста в офиолитах Урала наблюдаются только среди пород мантийной части офиолитового разреза. Это означает, что кристаллизация изученного циркона может быть объяснена только результатом процессов, протекавших в мантии. Присутствие мантийного циркона в изученных метагабброидах может быть результатом загрязнения исходного для них расплава зернами циркона из мантийных ультрамафитов в месте генерации расплава или во время его перемещения к поверхности, или в результате перехода мантийного эклогита в габбро при подъеме мантийного вещества к поверхности Земли. Цирконы наиболее молодого возраста (256 и 251 млн лет) образовались, вероятнее всего, в результате метаморфических преобразований под термальным воздействием от рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Годовиков А.А. (1975) Минералогия. М.: Недра, 375 с.
 Дир У.А., Хауи З.А., Зусман Дж. (1968) Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 406 с.
 Ерохин Ю.В. (1998) Апогаббровые клиноцоизит-тремолитовые породы Баженовского месторождения хризотил-асбеста. *Ежегодник-1997*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 76-78.
 Ерохин Ю.В. (2017) Минералогия родингитов Баженовского месторождения (Средний Урал). *Минер. альманах*, 22(3), 136 с.
 Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С. (2018) Раннесилурийский возраст даек плагиогранита из Баженовского офиолитового комплекса, Средний Урал (по данным Th-U-Pb датирования монацита). *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (3), 17-21.
 Ерохин Ю.В., Шорин А.Г., Захаров А.В., Чугаев А.Е., Леонова Л.В., Галахова О.Л. (2019) Шабазит-Mg из габброидов Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) – первая находка в России. *Изв. УГГУ*, (2), 49-55.
 Ефимов В.И. (2002) Геодинамические условия форми-

- рования месторождений хризотил-асбеста и изумрудов в Асбестовском рудном узле. *Литосфера*, (2), 51-60.
- Ефимов А.А., Пучков В.Н. (1980) О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск, УНЦ АН СССР, 63 с.
- Золоев К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А. (1981) Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 254 с.
- Золоев К.К., Чемякин В.И., Шмаина М.Я., Медведева Т.Н., Мардирьян А.Н., Башта К.Г., Ефимов В.И., Сонин Б.А., Старцев Н.Н., Ершов Г.П., Белов М.А., Степанова Г.М., Зевахин И.А., Люлин Е.Н., Рапопорт М.С., Вашгаль Д.С., Шестаков В.Г., Холзаков И.И. (1985) Баженовское месторождение хризотил-асбеста. М.: Недра, 271 с.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. (2012) Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале. *Докл. РАН*, **442**(4), 516-520.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В., Кошевой Ю.Н., Козьмин С.В., Мартынов С.Э., Фадеичева И.Ф., Ронкин Ю.Л., Лукин В.Г. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000 (издание второе). Сер. Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 284 с.
- Колман Р.Г. (1979) Офиолиты. М.: Мир, 262 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.И., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Сергеев С.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал). *Докл. РАН*, **469**(1), 65-71.
- Минералогия родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. (1996) (Под ред. О.К. Иванова, Э.М. Спиридонова, В.Г. Кривовичева). Екатеринбург, УГГА, 96 с.
- Мишкин М.А. (1990) Амфиболовый геотермометр для метабазитов. *Докл. АН СССР*, **312**(4), 944-946.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснит. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. (2010) Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала. *Докл. РАН*, **432**(2), 220-226.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. (1990) О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала. *Докл. АН СССР*, **315**(5), 1203-1205.
- Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов О.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. (2010) Новые данные о возрасте габброидов Кэршорского комплекса на Полярном Урале. *Докл. РАН*, **434**(2), 238-242.
- Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. (2012) Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар. *Геотектоника*, (2), 65-96.
- Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов. *Геотектоника*, (2), 23-33.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2010) Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале. *Докл. РАН*, **430**(2), 218-221.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. (2016) U-Pb-датирование и изучение состава включений в цирконах из офиолитового габбро Ключевского массива (Средний Урал): результаты и геологическая интерпретация. *Докл. РАН*, **468**(5), 556-560.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Бушляков И.Н., Калеганов Б.А. (2006) Результаты K-Ar датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала). *Литосфера*, (2), 148-156.
- Смирнов В.Н., Наставко Е.В., Иванов К.С., Баянова Т.Б., Родионов Н.В., Серов П.А. (2014) Результаты изотопного датирования Рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, Восточная зона Среднего Урала. *Литосфера*, (5), 3-18.
- Соколова Л.А. (1960) Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород. *Тр. ИГЕМ АН СССР*. (47), 2-43.
- Татаринов П.М. (1928) Материалы к познанию месторождения хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. *Тр. Геолкома*, (185), 90.
- Татаринов П.М. (1940) Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография Урала. Ч. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 49 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 231 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, (3), 195-218.
- Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. (2003) Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 146-150.
- Ферштатер Г.Б., Монтеро П., Беа Ф. (2017) Возраст циркона из апогарцбургитового серпентинита, представляющего мантию Уральского палеоокеана. *Геохимия*, (8), 675-684.
- Шкурюпат Б.А., Борисова В.А., Губеева Л.В. (1995) Эволюция альпинотипных ультрабазитов по результатам изотопно-геохимического изучения их дайковых комплексов. *Ежегодник-1994*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 73-78.

- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. *Canad. Miner.*, **35**, 1571-1606.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. *Spec. Publ.*, (4), 77 p.
- Montagna G., Bigi S., Kónya P., Szakáll S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *Amer. Miner.*, **95**, 939-945.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ^{147}Sm - ^{143}Nd (ID-TIMS) and U-Pb (SHRIMP-II) dating of rocks and minerals of the chromite-bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and their geological interpretation. *Minerals*, **12**(11), 1369.
- Erokhin Yu.V., Shorin A.G., Zakharov A.V., Chugaev A.E., Leonova L.V., Galakhova O.L. (2019) Chabazite-Mg from gabbroids of the Bazhenov ophiolite complex (Middle Urals) is the first find in Russia. *Izvestiya UGGU*, (2), 49-55. (In Russ.)
- Efimov V.I. (2002) Geodynamic conditions for the formation of deposits of chrysotile-asbestos and emeralds in the Asbestovskiy ore cluster. *Lithosphere (Russia)*, (2), 51-60. (In Russ.)
- Efimov A.A., Puchkov V.N. (1980) On the origin of the ophiolite association. Sverdlovsk, USC AS USSR, 63 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 231 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Bea F. (1996) Geochemical typification of Ural ophiolites. *Geokhimiya*, (3), 195-218. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Gerdes A., Smirnov V.N. (2003) Age and history of formation of the Aduy granite massif. *Yearbook-2002*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 146-150. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Montero P., Bea F. (2017) Age of zircon from apoharzburgite serpentinite representing mantle of the Uralian paleocean. *Geochem. Int.*, **55**(8), 675-682.
- Godovikov A.A. (1975) Mineralogy. Moscow, Nedra Publ., 375 p. (In Russ.)
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6-0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Smirnov V.N. (2012) Zircon geochronology of the Klyuchevskoi gabbro-ultramafic massif and the problem of the age of the Mohorovicic paleoboundary in the Central Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **442**(2), 173-177.
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N., Stefanovskii V.V., Koshevoi Yu.N., Koz'min S.V., Martynov S.E., Fadeicheva I.F., Ronkin Yu.L., Lukin V.G. (2017) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 (second edition). Series Middle Ural. Sheet O-41-XXVI (Asbestos). Explanatory note. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 284 p. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Dianova T.I., Kabanova L.Ya. (1979) Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Sergeev S.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of ultrabasic rocks of the Karabash massif (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **469**(1), 674-679.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. *Spec. Publ.*, (4), 77 p.

REFERENCES

- Coleman R.G. (1979) Ophiolites. Moscow, Mir Publ., 262 p. (In Russ.)
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. *Canad. Miner.*, **35**, 1571-1606.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1968) Rock-forming minerals. V. 2. Moscow, Mir Publ., 406 p. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V. (1998) Apogabbro clinozoisite-tremolite rocks of the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit. *Yearbook-1997*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 76-78. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V. (2017) Bazhenovskoe Deposit (Central Urals, Russia): Mineralogy of Rodingites. *Miner. Al'manakh*, **22**(3), 136 p. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Ivanov K.S. (2018) Early Silurian age of plagiogranite dikes from the Bazhenov ophiolite complex, Middle Urals (based on Th-U-Pb dating of monazite). *Vestnik VGU. Ser. Geol.*, (3), 17-21. (In Russ.)

- Mineralogy of rodingites of the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit. (1996) (Ed. O.K. Ivanov, E.M. Spiridonov, V.G. Krivovichev). Ekaterinburg, UGGA Publ., 96 p. (In Russ.)
- Mishkin M.A. (1990) Amphibole geothermobarometer for metabasites. *Dokl. AN SSSR*, **312**(4), 944-946. (In Russ.)
- Montagna G., Bigi S., Kónya P., Szakáll S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *Amer. Miner.*, **95**, 939-945.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P. (2010) Vendian and Silurian ophiolite-formation stages on the eastern slope of the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **432**(1), 570-576.
- Petrov G.A., Zhiganov A.A., Stefanovskii V.V., Shalaginov V.V., Petrova T.A., Ovchinnikov R.A., Gertman T.A. (2011) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41 – Ekaterinburg. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Map Factory, 492 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S., Korovko A.V. (1990) On the age of volcanogenic formations and the time of initiation of the island arc in the east of the Middle Urals. *Dokl. AN SSSR*, **315**(5), 1203-1205. (In Russ.)
- Remizov D.N., Grigoriev S.I., Petrov S.Yu., Kosyanov O.O., Nosikov M.V., Sergeev S.A. (2010) New age datings of gabbroides of the Kershov complex (Polar Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **434**(1), 1235-1239.
- Ryazantsev A.V., Belova A.A., Razumovsky A.A., Kuznetsov N.B. (2012) Geodynamic formation settings of Ordovician and Devonian dike complexes in ophiolitic sections of the Southern Urals and Mugodzhary. *Geotectonics*, **46**(2), 142-169.
- Savel'eva G.N., Suslov P.V., Larionov A.N. (2007) Vendian tectono-magmatic events in mantle ophiolitic complexes of the Polar Urals: U-Pb dating of zircon from chromitite. *Geotectonics*, **41**(2), 105-113.
- Skolotnev S.G., Bel'tenev V.E., Lepekhina E.N., Ipat'eva I.S. (2010) Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic and their geotectonic implication. *Geotectonics*, **44**(6), 462-492.
- Shkuropat B.A., Borisova V.A., Gubeeva L.V. (1995) Evolution of alpine-type ultramafic rocks based on the results of isotope-geochemical study of their dike complexes. *Yearbook-1994*. Ufa, IG USC RAS, 73-78. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2010) The first zircon U-Pb dating (SHRIMP-II) for the Silurian ophiolites in the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **430**(1), 15-18.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Khiller V.V. (2016) U-Pb dating and composition of inclusions in zircon from ophiolitic gabbro of the Klyuchevsk massif (Middle Urals): results and geological interpretation. *Dokl. Earth Sci.*, **468**(2), 574-579.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Bushlyakov I.N., Kaleganov B.A. (2006) Results of K-Ar dating of the Aduy granite massif (eastern slope of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 148-156. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd (ID-TIMS) and U-Pb (SHRIMP-II) dating of rocks and minerals of the chromite-bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and their geological interpretation. *Minerals*, **12**(11), 1369.
- Smirnov V.N., Nastavko E.V., Ivanov K.S., Bayanova T.B., Rodionov N.V., Serov P.A. (2014) Results of isotopic dating of the Reft gabbro-diorite-tonalite complex, Eastern zone of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (5), 3-18. (In Russ.)
- Sokolova L.A. (1960) Petrography of rocks from the region of the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit and some questions of the metamorphism of these rocks. *Trudy IZEM AN SSSR*, (47), 2-43. (In Russ.)
- Tatarinov P.M. (1928) Materials for the knowledge of the chrysotile-asbestos deposit in the Bazhenov region in the Urals. *Trudy Geolkomu*, (185), 90. (In Russ.)
- Tatarinov P.M. (1940) Eastern band of gabbro-peridotite intrusions of the Middle Urals. Petrography of the Urals. Pt 2. Moscow; Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 49 p. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Chemyakin V.I., Shmaina M.Ya., Medvedeva T.N., Mardiros'yan A.N., Bashta K.G., Efimov V.I., Sonin B.A., Startsev N.N., Ershov G.P., Belov M.A., Stepanova G.M., Zevakhin I.A., Lyulin E.N., Rapoport M.S., Vashgal' D.S., Shestakov V.G., Kholzakov I.I. (1985) Bazhenov deposit of chrysotile-asbestos. Moscow, Nedra Publ., 271 p. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Rapoport M.S., Popov B.A. (1981) Geological development and metallogeny of the Urals. Moscow, Nedra Publ., 254 p. (In Russ.)

Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия)

Н. В. Дмитриева¹, И. Ю. Сафонова^{1,2,3}, В. А. Симонов¹, А. В. Котляров¹, Н. С. Карманов¹,
И. Р. Низаметдинов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр. Акад. Коптюга, 3,
e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1

Поступила в редакцию 07.12.2022 г., принята к печати 17.02.2023 г.

Объект исследования. Андезитовые комплексы кальдеры Тондоно и вулканической постройки Локон-Эмпунг в северо-восточной части о-ва Сулавеси (Индонезия). Цель работы заключается в определении условий формирования андезитов северо-востока о-ва Сулавеси (Индонезия) на основе детальных исследований эффузивов кальдеры Тондоно и влк. Локон-Эмпунг. **Материал и методы.** Исследовалась коллекция эффузивных пород, собранная И.Ю. Сафоновой в северо-восточной части о-ва Сулавеси (Индонезия). Наряду с традиционными (петрохимическими, геохимическими и минералогическими) методами для выяснения условий формирования андезитов большое внимание уделено изучению расплавных включений, составы которых анализировались на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU с системой микроанализа Aztec Energy XMax 80, а также с помощью КР-спектроскопии на приборе Horiba LabRam HR800. *PT*-параметры кристаллизации вкрапленников оценены на основе данных по включениям с помощью программ из работ K.D. Putirka, F. Yavuz и D.K. Yildirim. **Результаты.** Андезиты о-ва Сулавеси формировались при участии толеитовых и известково-щелочных островодужных магм. Пироксены кристаллизовались из расплавов, эволюционировавших с накоплением щелочей и кремнезема. Для кислых магм, из которых образовались плагиоклазы, характерно уменьшение роли щелочей. Стекла в основной массе показывают участие кислых расплавов с максимальным содержанием щелочей. По данным о составе минералов и стекол (во включениях и основной массе) определены *PT*-параметры формирования андезитов. Выяснено, что пироксены кристаллизовались в двух промежуточных магматических очагах (на глубинах 27.6–14.6 и 11.3–7.2 км) при температурах от 1150 до 970°C. Образование вкрапленников плагиоклаза происходило в интервалах 930–910 и 900–890°C. Кристаллизация микрокристаллов плагиоклаза в основной массе осуществлялась при более низких температурах – 875–865, 840–810°C. **Выводы.** Андезиты о-ва Сулавеси формировались при участии островодужных расплавов, переходных от толеитов к известково-щелочным и показывающих некоторое сходство с бонинитами, что свидетельствует о возможном влиянии магматизма внутриокеанических островных дуг. Среди андезитобразующих магм выделяются (согласно результатам анализа стекол во включениях и основной массе) три разных по составу расплава. Кристаллизация пироксенов из этих расплавов происходила в двух магматических очагах на глубинах 27.6–7.2 км и при температурах 1150–970°C. Плагиоклаз образовался при более низких температурах – 930–810°C.

Ключевые слова: андезиты, вкрапленники клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза, расплавные включения, условия формирования, о-в Сулавеси, Индонезия

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2 и 122041400044-2) и ИГГ УрО РАН, а также при поддержке РФФ №21-77-20022

Formation conditions of andesites of Sulawesi Island (Indonesia)

Nadezhda V. Dmitrieva¹, Inna Yu. Safonova^{1,2}, Vladimir A. Simonov¹, Alexey V. Kotlyarov¹,
Nikolai S. Karmanov¹, Il'dar R. Nizametdinov¹

Для цитирования: Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С., Низаметдинов И.Р. (2023) Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия). *Литосфера*, 23(3), 386-409. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-386-409>

For citation: Dmitrieva N.V., Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Nizametdinov I.R. (2023) Formation conditions of andesites of Sulawesi Island (Indonesia). *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 386-409. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-386-409>

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 07.12.2022, accepted 17.02.2023

Research subject. Andesitic complexes of the Tondono caldera and Lokon-Empung volcano located in the northeastern part of the Sulawesi Island (Indonesia). **Aim.** To determine the petrogenesis conditions of andesites in the northeast Sulawesi Island based on detailed studies of volcanic rocks of the Tondono caldera and Lokon-Empung volcano. **Materials and methods.** We studied volcanic rock samples collected by I.Yu. Safonova. To determine the petrogenesis conditions of andesites, conventional petrochemical, geochemical and mineralogical methods were used. Melt inclusions were also studied using a MIRA 3 LMU scanning microscope equipped with Aztec Energy XMax 80 system of microanalysis, and a Horiba LabRam HR800 Raman spectroscope. The *PT*-parameters of crystallization were estimated from the data on the composition of melt inclusions using approaches reported by K.D. Putirka, F. Yavuz and D.K. Yıldırım. **Results.** The Sulawesi andesites represent tholeiitic and calc-alkaline island-arc magmas. Pyroxenes phenocrysts crystallized from melts that evolved with accumulation of alkalis and silica. Plagioclase phenocrysts crystallized from the felsic magmas, which are characterized by a decreasing role of alkalis. The composition of volcanic glass of the mesostasis suggests participation of felsic melts with a very high content of alkalis. The compositions of minerals and glasses in inclusions and in the mesostasis allowed us to estimate *PT*-parameters of the petrogenesis of the andesites. The phenocrysts of pyroxene crystallized in two intermediate magma chambers at depths of 27.6–14.6 and 11.3–7.2 km and temperatures ranging from 1150 to 970°C. The phenocrysts of plagioclase crystallized at 930–910 and 900–890°C. The microcrystals (laths) of plagioclase in the mesostasis crystallized at lower temperatures of 875–865 and 840–810°C. **Conclusions.** The andesites of the Sulawesi Island were derived from tholeiitic to calc-alkaline melts compositionally similar boninites. The compositions of the glasses in melt inclusions and mesostasis showed three types of compositionally different parental magmas, which produced the Sulawesi andesites. The phenocrysts of pyroxenes crystallized from these melts in two magma chambers at depths of 27.6 to 7.2 km and at temperatures of 1150 to 970°C. The phenocrysts and laths of plagioclase crystallized at lower temperatures of 930 to 810°C.

Keywords: andesites, phenocrysts of clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase, melt inclusions, petrogenesis, Sulawesi Island, Indonesia

Funding information

The work was performed on the state assignment of IGM SB RAS, with the financial support by grant No. 21-77-20022 from the Russian Science Foundation

Acknowledgements

The authors are grateful to S.K. Krivonogov for his assistance with fieldwork in Indonesia.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы генезиса андезитов привлекают внимание многих исследователей. Это связано с тем, что для андезитовых вулканов характерны масштабные и катастрофические извержения, приводящие к образованию крупных кальдер. Процессы кальдерообразования широко развиты в островодужных областях и вызывают особый интерес в связи с громадными объемами взрывного материала. При этом необходимо отметить, что исследования вулканических комплексов современных островных дуг имеют важное значение для определения параметров надсубдукционных магматических систем, совершенно необходимых в качестве эталонных данных при изучении древних эффузивных ассоциаций в складчатых областях. В связи с отмеченным расшифровка особенностей

генезиса андезитов в современных островодужных системах является важной и актуальной задачей.

В последние годы условия формирования эффузивных комплексов современных островных дуг рассматривались нами на примере Курило-Камчатской островодужной системы (Добрецов, Симонов и др., 2016, 2017, 2019; Низаметдинов и др., 2017, 2019; Симонов и др., 2021; Низаметдинов, 2022), находящейся в северной части Тихоокеанского вулканического пояса. Несомненно, представляет большой интерес сравнительный анализ полученных результатов по северным островным дугам с данными по островодужному магматизму на юге Тихого океана.

В качестве эталонного южного объекта выбран о-в Сулавеси (Индонезия), входящий в состав одноименной островной дуги (рис. 1). Несколько зон субдукции и сложные границы плит, а также сосу-

ществование разных островных дуг делают выяснение условий андезитового вулканизма в этом регионе весьма затруднительным.

Вулканическая дуга Сулавеси образована над зоной субдукции Северной Сулавеси, что предполагает ее внутриокеаническое происхождение. При этом, по геологическим данным, о-в Сулавеси разделяется на молодую северную часть, известную многочисленными проявлениями современного вулканизма, и южную часть, построенную на более древнем, метаморфизованном основании. В связи с этим происхождение о-ва Сулавеси до сих пор является предметом дискуссий.

Исследования образцов вулканогенных пород, отобранных И.Ю. Сафоновой, позволили получить новые петрохимические, геохимические, минералогические и термобарогеохимические данные и выяснить условия формирования андезит-базальтовых комплексов о-ва Сулавеси (Индонезия). Основное внимание было уделено андезитам северо-востока о-ва Сулавеси, входящим в состав кальдеры Тондоно и вулканической постройки Локон-Эмпунг (см. рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой для выяснения условий формирования андезитов послужила коллекция эффузивных пород, собранная в северо-восточной части о-ва Сулавеси (Индонезия). Исследования образцов проведены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), ЦКП "Геоаналитик" Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), а также в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Петрохимические составы пород о-ва Сулавеси определены с помощью рентгенофлуоресцентного метода на спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation. Для контроля используются государственные стандартные образцы горных пород (MU-1, ST-1A и др.). Диапазоны определяемых содержаний следующие, мас. %: Na_2O – 0.04–15, MgO – 0.05–45, Al_2O_3 – 0.01–30, SiO_2 – 0.01–100, P_2O_5 – 0.01–2, K_2O – 0.01–10, CaO – 0.01–40, TiO_2 – 0.01–2, MnO – 0.01–2, Fe_2O_3 – 0.01–20, BaO – 0.005–0.5, п.п.п. – 0.2–30.

Содержания редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) на масс-спектрометре Finnigan Element. Пределы обнаружения для большинства редких и редкоземельных элементов составляют от 0.01 до 0.06, для Eu, Ho, Lu – 0.003, для высокозарядных элементов – 0.09–0.22 г/т.

Вкрапленники клино- и ортопироксенов, а также плагиоклаза из эффузивных пород о-ва Сула-

веси анализировались микрорентгеноспектральным методом, с помощью микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe (Королюк и др., 2008). Результаты проведенных нами анализов содержаний основных элементов на этом приборе превышают пределы обнаружения. В связи с этим установленные количества элементов являются достоверными.

Составы гомогенных стекол прогретых включений и минералов около включений (а также составы микрокристаллов плагиоклаза и природного стекла в основной массе андезита) определены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztec Energy XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спектров 20 с. В качестве образцов сравнения использованы минералы и чистые элементы из блока MAC-55 (Microanalysis Consultant Ltd.). При данных условиях анализа случайная погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10$ мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела обнаружения (0.2–0.3 мас. %) погрешность может достигать величины 20 отн. % и более (Лаврентьев и др., 2015). Для исключения влияния на качество анализа микрорельефа образца, а также для снижения дрейфа интенсивности характеристического рентгеновского излучения под воздействием электронного пучка анализ выполнялся в режиме малого раstra с размером сканируемой площади не менее 3×3 мкм.

Исследования методами термобарогеохимии расплавных включений в минералах из эффузивов о-ва Сулавеси выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты по гомогенизации расплавных включений при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой конструкции (Соболев, Слуцкий, 1984) с применением имеющихся методик (Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; и др.).

Для выяснения состава расплава (из которого рос минерал) анализировались гомогенные стекла, образовавшиеся при полном переплавлении (и последующей закалке) силикатного содержимого первичных расплавных включений во вкрапленниках в ходе термометрических экспериментов в микротермокамере. При этом включения после гомогенизации силикатного содержимого и закалки могут состоять полностью из гомогенного стекла или содержать в этом стекле газовый пузырек.

В целях определения роли летучих компонентов в расплаве стекла прогретых расплавных включений анализировались методом КР-спектроскопии на приборе Horiba LabRam HR800 в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Для уточнения и верификации

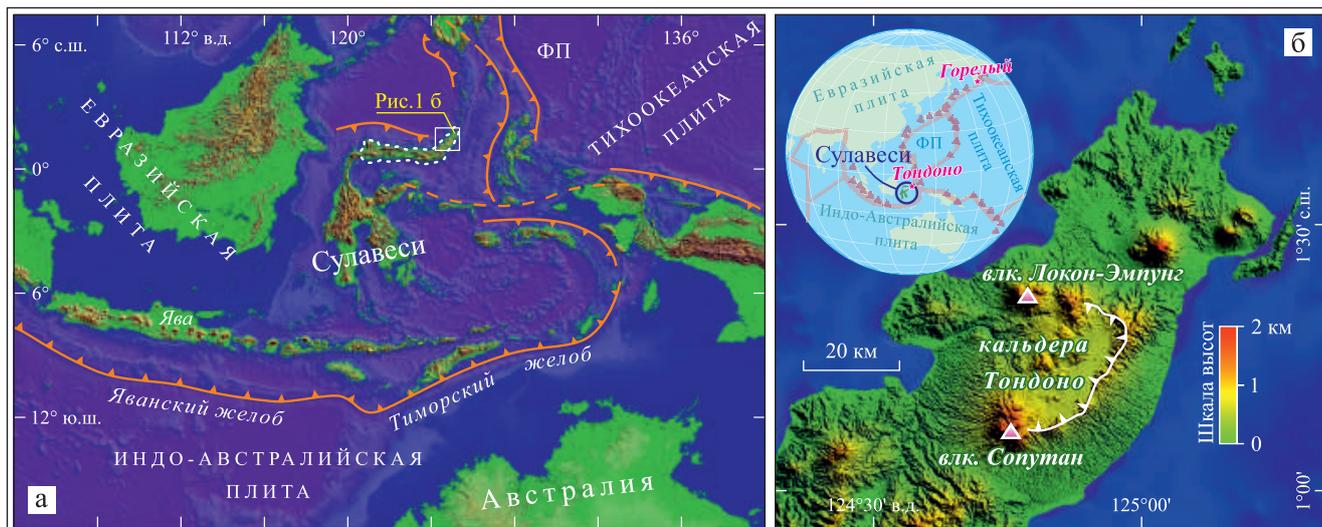


Рис. 1. Тектоническая схема Индонезийского архипелага (а) и положение кальдеры Тондоно на северо-востоке о-ва Сулавеси (б).

Рисунок построен с использованием данных из работ (Hall, 2002; Kushendratno et al., 2012). Цифровая модель рельефа взята с сайта *gmrt.org*. Пунктиром показана граница островной дуги Северного Сулавеси. ФП – Филиппинская плита.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Indonesian archipelago (a), and the position of the Tondono caldera in the northeast of the island of Sulawesi (b).

The figure was constructed using data from (Hall, 2002; Kushendratno et al., 2012). The digital elevation model was taken from *gmrt.org*. The dotted line shows the boundary of the North Sulawesi island arc. ФП – Philippine plate.

полученных данных по количеству H_2O в стеклах использовалось сочетание КР-спектроскопии и РСМА согласно методике, описанной в работе (Котов и др., 2021).

Для определения *PT*-условий кристаллизации вкрапленников пироксена применена программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется (Clinopyroxene-Liquid Thermobarometry) (Yavuz, Yildirim, 2018). Состав расплава оценен на основе анализа стекол прогретых гомогенизированных включений в изученных пироксенах из андезитов.

Температуры кристаллизации плагиоклаза рассчитаны по программе (Putirka, 2008) с использованием составов вкрапленников и экспериментально полученных гомогенных стекол находящихся в них расплавных включений, а также на основе данных по микрокристаллам плагиоклаза и находящимся между ними природным стеклам в основной массе андезита.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ о-ва СУЛАВЕСИ

Остров Сулавеси (Индонезия) имеет сложную геологическую историю развития, что связано с его положением в области коллизии четырех литосферных плит – Индо-Австралийской, Тихо-

океанской, Филиппинской и Евразийской. Он образовался в результате столкновения террейнов Азиатской (западная часть острова) и Австралийской (юго-восточная часть острова) плит, а также островной дуги (см. рис. 1а).

По структурно-тектоническим особенностям остров можно разделить на два сегмента: южный, в строении фундамента которого участвуют относительно древние (раннемеловые) континентальные блоки, и северный – с молодой (современной) корой островодужного типа. В основании южного сегмента распространены метаморфические ассоциации. На западе они прорываются кайнозойскими магматическими образованиями, а с востока их перекрывают офиолиты. Северный сегмент представлен преимущественно миоцен-плиоценовыми эффузивными комплексами островной дуги Северного Сулавеси. На ее северо-восточном окончании находятся современные активные вулканические постройки, цепочка которых прослеживается до южного окончания Филиппинской дуги (Hall, 2002; White et al., 2017; Zhang et al., 2022).

Среди эффузивных комплексов северо-востока о-ва Сулавеси нами исследовались образцы андезитов, отобранные из структур кальдеры Тондоно и вулканической постройки Локон-Эмпунг (см. рис. 1б). Кальдера Тондоно представляет собой четвертичную полигенную вулканотектоническую структуру. В настоящее время она является самой

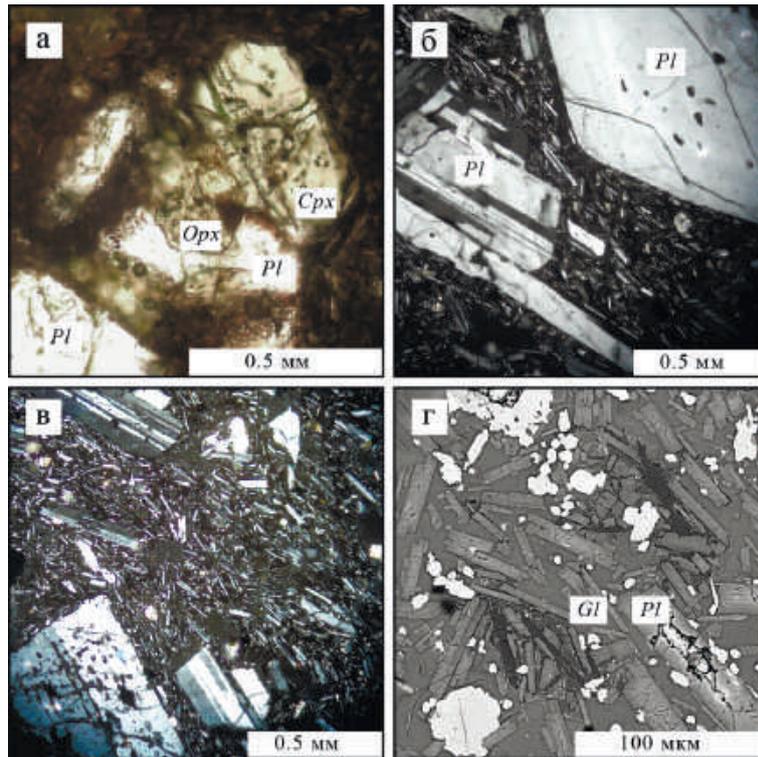


Рис. 2. Многофазные (а) и однофазные (б) вкрапленники в андезите о-ва Сулавеси (проходящий свет) и строение основной массы андезита (в, г; в – проходящий свет, г – вид в отраженных электронах).

Срх – клинопироксен, *Орх* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Gl* – стекло.

Fig. 2. Multiphase (a) and single-phase (б) phenocrysts in andesite of the Sulawesi Island (transmitted light) and structure of the groundmass of andesite (в, г; в – transmitted light, г – view in reflected electrons).

Срх – clinopyroxene, *Орх* – orthopyroxene, *Pl* – plagioclase, *Gl* – glass.

крупной кальдерой на севере острова и ее размеры составляют примерно 20×30 км. Посткальдерная стадия связана с формированием голоценовых андезит-базальтовых стратовулканов (Сопутан, Локон-Эмпунг, Махаву и др.), расположенных на южной и северной границах кальдеры. Вулканический комплекс Локон-Эмпунг включает в себя четыре вершины и небольшой активный кратер размером 150×250 м, расположенный в седловине между вершинами Локон и Эмпунг. Начиная с 1829 г. из кратера происходят извержения, сопровождающиеся выбросами небольшого количества тefры, ростом лавовых куполов и пирокластическими потоками (Global Volcanism Program..., 2022).

Наиболее детально изученные нами андезиты кальдеры Тондоно (северо-восток о-ва Сулавеси) сложены микрозернистой основной массой, в которой находятся два главных типа вкрапленников. Первый – это фактически многофазные сростки, состоящие из равномернозернистой ассоциации орто- и клинопироксенов, а также плагиоклаза (рис. 2а). Второй тип широко представлен другими (монофазными) крупными фенокристаллами плагиоклаза (рис. 2б).

Основная масса изученного андезита весьма выдержана по своей структуре и составу. Вторичные изменения практически отсутствуют, и мы наблюдаем свежее стекло, в котором находятся микролейсты плагиоклаза (рис. 2в, г). Их расположение достаточно закономерно. В одних случаях лейсты показывают зональное строение стекловатой матрицы с обтеканием расплавом вокруг многофазных вкрапленников, в других – в основной массе около мономинеральных вкрапленников плагиоклаза по ориентировке микролейст плагиоклаза в свежем стекле хорошо видно течение расплава между крупными кристаллами (рис. 2в).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ АНДЕЗИТОВ о-ва СУЛАВЕСИ

Основой изучения петрохимических особенностей андезитов северо-востока о-ва Сулавеси послужили оригинальные результаты обработки собранной коллекции (табл. 1) – ее сравнительный анализ с данными по известным островодужным объектам. Прежде всего, это представители при-

Таблица 1. Представительные анализы андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 1. Representative analyses of andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	Ind-01-18	56.81	0.79	17.63	8.86	0.17	3.56	7.60	3.34	0.98	0.15	-0.31	99.67
2	Ind 08-18	58.93	0.86	16.15	7.61	0.15	3.00	6.14	3.19	1.88	0.21	0.98	99.20
3	Ind 09-18	60.07	0.92	15.34	8.30	0.15	2.91	5.83	3.23	1.93	0.19	0.46	99.42
4	Ind-10-18	59.82	0.88	16.33	7.92	0.14	2.80	6.13	3.34	1.91	0.21	0.04	99.63
5	Ind 11-18	59.95	0.86	16.18	8.11	0.15	2.74	6.10	3.30	1.93	0.20	0.46	100.08
6	Ind-13-18	59.50	0.86	16.16	7.93	0.13	2.70	6.11	3.40	1.98	0.21	0.06	99.11
7	Ind 14-18	59.64	0.74	16.65	7.76	0.14	3.05	6.46	3.32	1.39	0.13	0.22	99.58
8	Ind-15-18	58.38	0.72	16.78	7.76	0.15	3.38	7.19	3.16	1.30	0.14	0.45	99.49
9	Ind-17-18	59.68	0.83	16.16	7.89	0.15	2.94	6.42	3.40	1.98	0.20	0.08	99.82
10	Ind-19-18	61.47	0.87	16.01	7.74	0.16	2.00	5.77	3.94	1.13	0.16	-0.09	99.24
11	Ind 20-18	58.29	0.71	16.75	7.90	0.15	3.36	7.20	3.16	1.30	0.13	0.45	99.48
12	Ind-21-18	60.09	0.74	16.51	7.78	0.14	2.97	5.98	3.26	1.43	0.13	0.38	99.48

митивных (Идзу-Бонинская дуга) и развитых (Курило-Камчатская дуга) островных дуг. К последним относится хорошо изученный влк. Горелый на Камчатке (Симонов и др., 2021; Gavrilenko и др., 2016), среди структур которого выделяются (как и в случае северо-востока о-ва Сулавеси) собственно вулканические постройки стратовулканов и более древняя кальдера.

На диаграмме (Na₂O + K₂O) – SiO₂ все рассмотренные составы андезитов северо-востока о-ва Сулавеси располагаются в области пород нормальной щелочности вблизи с полем бонинитов примитивной Идзу-Бонинской островной дуги. При этом эффузивы о-ва Сулавеси отличаются от пород влк. Горелый из развитой Курило-Камчатской островной дуги, содержащих заметно больше щелочей (рис. 3а). Сходство андезитов одновременно с бонинитами Идзу-Бонинской островной дуги и эффузивами Камчатки отмечается и по другим химическим компонентам (рис. 3б, в). По соотношению FeO*/MgO–SiO₂ андезиты о-ва Сулавеси располагаются преимущественно по границе толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме K₂O/Na₂O–SiO₂ рассмотренные андезиты о-ва Сулавеси находятся в области калиево-натриевой серии, где присутствуют и эффузивы влк. Горелый. Следует отметить, что часть изученных андезитов попадает в поле бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ о-ва СУЛАВЕСИ

Особенности геохимии андезитов рассмотрены на основе результатов исследования образцов эффузивов, собранных в северо-восточной части

о-ва Сулавеси. Оригинальные данные по содержанию редких и редкоземельных элементов андезитов приведены в табл. 2 и 3. Характерные черты поведения редких элементов в андезитах о-ва Сулавеси хорошо видны на диаграмме Y–Zr (рис. 4). Здесь рассмотренные породы большей частью совпадают с эффузивами влк. Горелый на Камчатке, располагаясь фактически вдоль единого тренда накопления обоих редких элементов в условиях развитой островодужной системы. В то же время часть эффузивов северо-востока о-ва Сулавеси содержит минимум элементов и контактирует с полем бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги, свидетельствуя о развитии на определенном этапе формирования о-ва Сулавеси магматических систем примитивных островных дуг (см. рис. 4).

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y эффузивы о-ва Сулавеси находятся в области без плюмового источника. Практически все андезиты (как и вулканы влк. Горелый) располагаются в поле островодужных пород. При этом значительная часть эффузивов о-ва Сулавеси приурочена к полю бонинитов (рис. 5). По соотношению Zr/Nb–Nb/Th все рассмотренные эффузивы северо-востока о-ва Сулавеси и влк. Горелый (Камчатка) находятся в поле островодужных пород. Графики распределения редкоземельных элементов для андезитов северо-востока о-ва Сулавеси близки между собой, показывают накопление легких компонентов. В целом спектры изученных эффузивов совпадают (в том числе и европейские минимумы) с графиками для андезитов известково-щелочной серии (рис. 6), свидетельствуя о действии магматизма развитой островной дуги при формировании эффузивных комплексов северо-востока о-ва Сулавеси.

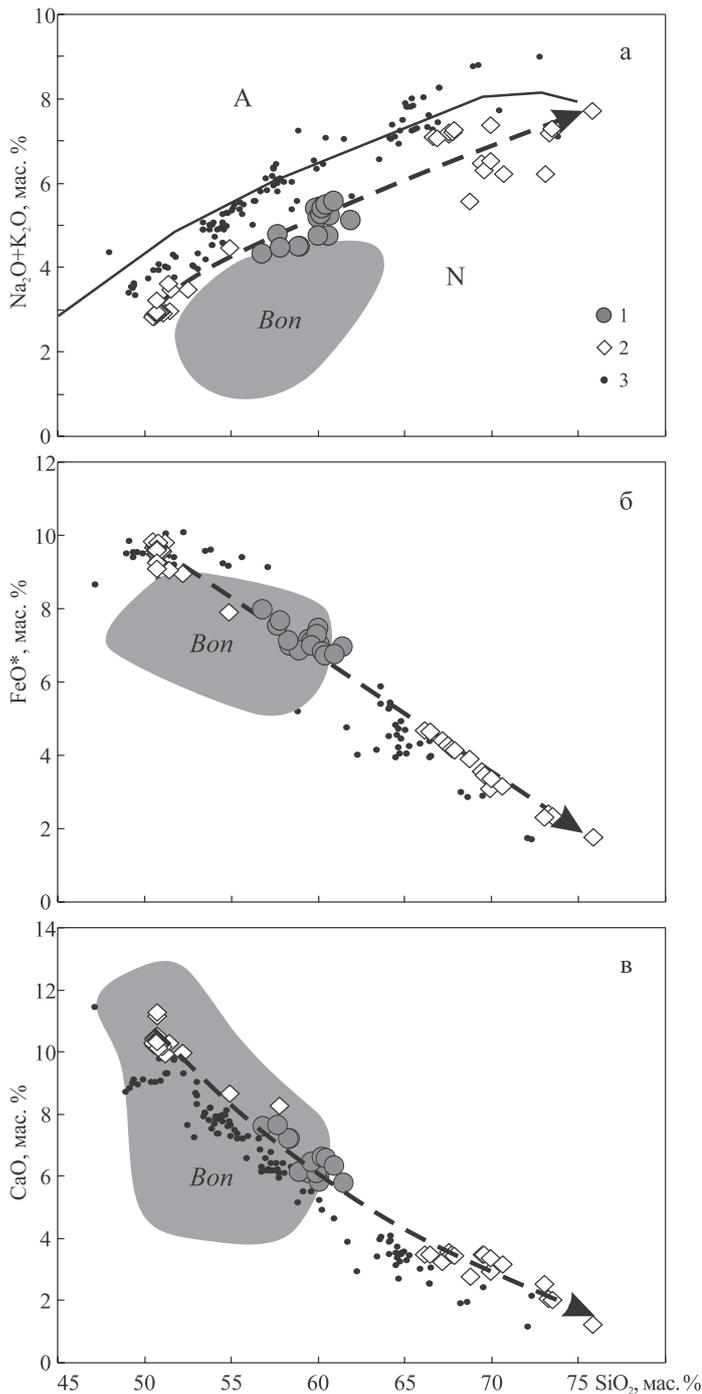


Рис. 3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$, $\text{FeO}^*-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ для андезитов о-ва Сулавеси (1), эффузивных пород северо-востока о-ва Сулавеси (2) и эффузивов влк. Горелый, Камчатка (3).

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Петрографический кодекс России..., 2009; Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko и др., 2016). *Bon* – поле бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги. Породы: А – щелочные, N – нормальной щелочности. Составы пород приведены к 100%. FeO^* – общее железо.

Fig. 3. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$, $\text{FeO}^*-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ for andesites of the Sulawesi Island (1), effusive rocks of the northeast of the Sulawesi Island (2) and effusive rocks of the Gorely volcano, Kamchatka (3).

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Petrographic Code of Russia..., 2009; Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko et al., 2016). *Bon* – the boninite field of the Izu-Bonin island arc. Rocks: A – alkaline, N – normal alkalinity. Rock compositions are recalculated by 100%. FeO^* is total iron.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ-ВКРАПЛЕННИКОВ В АНДЕЗИТАХ о-ва СУЛАВЕСИ

У минералов-вкрапленников в андезитах о-ва Сулавеси анализировались преимущественно участки около находящихся в них расплавных включений. С учетом важности данных по составам минералов для выяснения условий магматических систем также проанализированы не содержащие включения клино- и ортопироксены (и сосуществующие с ними плагиоклазы) из многофазных вкрапленников.

Клинопироксены в андезитах о-ва Сулавеси обычно совместно с ортопироксенами входят в состав многофазных вкрапленников. Судя по их взаимоотношениям (см. рис. 2а), эти пироксены кристаллизовались, скорее всего, одновременно. При этом ассоциирующие с пироксенами плагиоклазы ведут себя более независимо. Составы изученных вкрапленников клинопироксена приведены в табл. 4. По соотношению минералов (En-Wo-Fs) вкрапленники клинопироксена в андезитах о-ва Сулавеси относятся к авгиту.

Вкрапленники клинопироксена являются хорошими индикаторами геодинамической обстановки формирования эффузивов. Для этого используются многочисленные диаграммы, часть из которых прошла проверку на реальных эталонных объектах. По соотношению $\text{SiO}_2/100-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ клинопироксены из андезитов о-ва Сулавеси располагаются компактной группой, перекрывая поля минералов из известково-щелочных и толеитовых пород островных дуг. На диаграмме TiO_2-FeO клинопироксены из андезитов о-ва Сулавеси находятся в области пироксенов из эффузивов островных дуг. При этом часть из них попадает в поле клинопироксенов из бонинитов (рис. 7), что свидетельствует о возможном участии магматизма примитивных внутриокеанических островных дуг при формировании андезитов о-ва Сулавеси. По содержанию целого ряда других элементов (Ti, Cr, Ca, Al) клинопироксены из андезитов о-ва Сулавеси показывают явно островодужную геодинамическую обстановку и развитие переходных серий от толеитов к известково-щелочным.

Таблица 2. Содержание редких элементов в андезитах о-ва Сулавеси, г/т

Table 2. Content of rare elements in andesites of Sulawesi Island, ppm

№ п.п.	№ обр.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U
1	Ind-01-18	15.3	366	25	78	2.3	1.00	166	2.1	0.24	1.17	0.30
2	Ind-08-18	46	308	29	144	4.6	2.3	241	3.9	0.32	5.0	1.02
3	Ind-09-18	49	295	31	152	4.7	2.4	250	4.3	0.31	5.3	1.09
4	Ind-11-18	46	304	31	149	4.6	2.2	247	4.1	0.31	5.3	1.06
5	Ind-14-18	33	231	26	119	3.5	2.0	199	3.2	0.24	2.9	0.69
6	Ind-15-18	30	249	30	112	3.3	1.76	187	3.0	0.24	2.9	0.62
7	Ind-17-18	49	296	31	150	4.6	2.4	249	4.0	0.36	5.4	1.12
8	Ind-20-18	30	254	26	111	3.2	1.72	188	3.0	0.20	2.8	0.59
9	Ind-21-18	33	236	28	125	3.5	1.31	206	3.3	0.28	3.1	0.71

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов в андезитах о-ва Сулавеси, г/т

Table 3. Content of rare-earth elements in andesites of Sulawesi Island, ppm

№ п.п.	№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	Ind-01-18	7.1	17.5	2.4	10.8	2.9	1.03	3.5	0.63	4.1	0.85	2.5	0.40	2.5	0.39
2	Ind-08-18	12.7	30	3.8	17.3	4.2	1.08	4.4	0.76	4.7	1.02	3.0	0.48	3.0	0.47
3	Ind-09-18	13.2	31	4.0	17.9	4.4	1.12	4.7	0.81	4.8	1.06	3.2	0.49	3.2	0.47
4	Ind-11-18	12.9	30	4.0	17.0	4.4	1.16	4.8	0.79	5.1	1.06	3.0	0.49	3.1	0.47
5	Ind-14-18	8.6	19.8	2.7	12.8	3.6	0.96	3.9	0.70	4.5	0.91	2.7	0.43	2.8	0.41
6	Ind-15-18	9.5	25	3.4	16.2	4.2	1.09	4.7	0.81	5.1	1.10	3.3	0.51	3.1	0.47
7	Ind-17-18	13.3	31	4.2	17.6	4.8	1.06	4.6	0.81	5.3	1.12	3.2	0.51	3.3	0.49
8	Ind-20-18	8.2	21	2.8	13.0	3.3	0.98	3.7	0.66	4.1	0.92	2.8	0.42	2.8	0.42
9	Ind-21-18	8.4	21	2.8	12.6	3.7	0.90	4.1	0.72	4.5	0.96	2.8	0.44	2.9	0.44

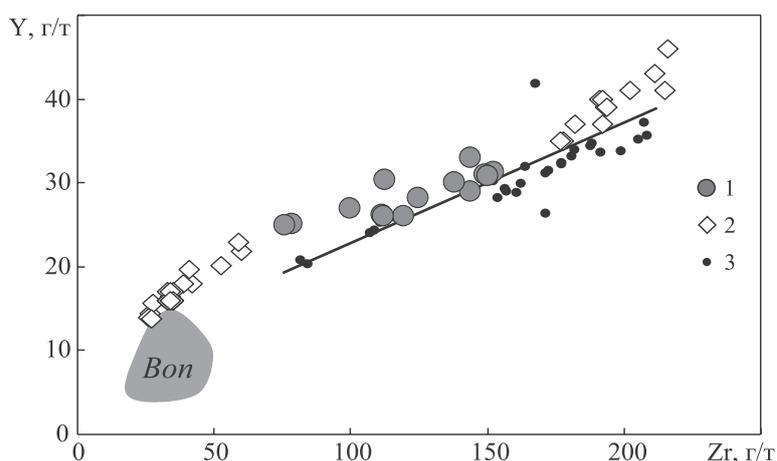


Рис. 4. Диаграмма Y–Zr для андезитов о-ва Сулавеси (1), эффузивных пород северо-востока о-ва Сулавеси (2) и эффузивов влк. Горелый, Камчатка (3).

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko и др., 2016; Kunrat, 2017). Bon – поле бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги.

Fig. 4. Y–Zr diagram for effusives for andesites of the Sulawesi Island (1), effusive rocks of the northeast of the Sulawesi Island (2) and effusive rocks of the Gorely volcano, Kamchatka (3).

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko et al., 2016; Kunrat, 2017). Bon – is the boninite field of the Izu-Bonin island arc.

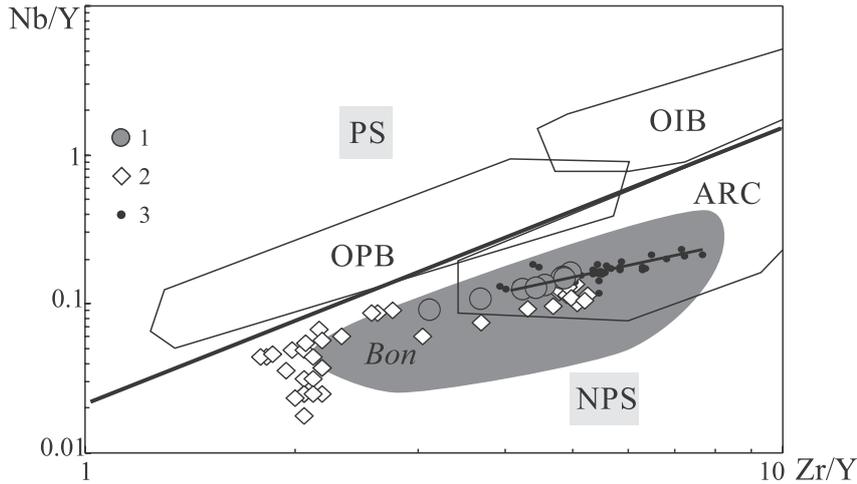


Рис. 5. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для андезитов о-ва Сулавеси (1), эффузивных пород северо-востока о-ва Сулавеси (2) и эффузивов влк. Горелый, Камчатка (3).

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Condie, 2005; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko и др., 2016; Kunrat, 2017). PS – области пород с плюмовым источником, NPS – без него. Поля пород: Bon – бониниты Идзу-Бонинской островной дуги, OPB – океанические плато-базальты, OIB – базальты внутриплитных океанических островов, ARC – базальты островных дуг.

Fig. 5. Diagram Nb/Y–Zr/Y for andesites of the Sulawesi Island (1), effusive rocks of the northeast of the Sulawesi Island (2) and effusive rocks of the Gorely volcano, Kamchatka (3).

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Arculus et al., 1992; Murton et al., 1992; Condie, 2005; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko et al., 2016; Kunrat, 2017). PS – rock areas with a plume source, NPS – without a plume source. Rock fields: Bon – boninites of the Izu-Bonin island arc, OPB – oceanic plateau basalts, OIB – intraplate oceanic island basalts, ARC – island arc basalts.

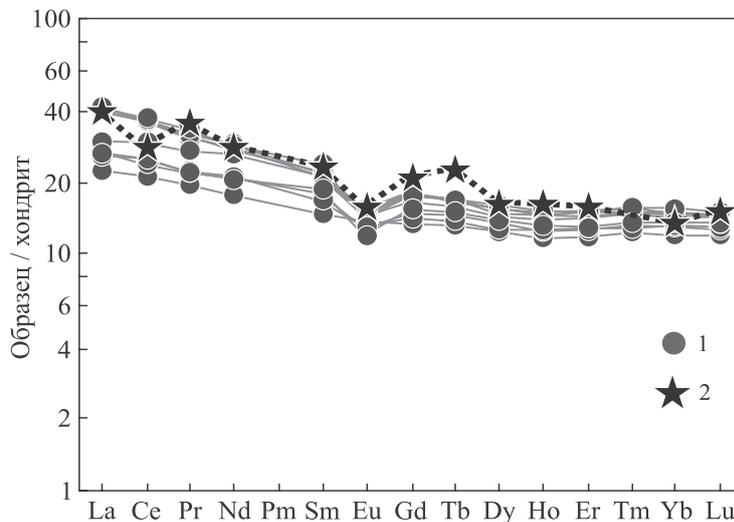


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в андезитах о-ва Сулавеси.

1 – оригинальные анализы андезитов о-ва Сулавеси, 2 – андезиты известково-щелочной серии (Кузьмин, 1985). Значения элементов нормированы по хондриту согласно (Boynnton, 1984).

Fig. 6. Distribution of rare earth elements in andesites of the Sulawesi Island.

1 – original analyzes of andesites from the Sulawesi Island, 2 – andesites of the calc-alkaline series (Kuz'min, 1985). Element values are normalized to chondrite according to (Boynnton, 1984).

Ортопироксены из андезитов о-ва Сулавеси (табл. 5) по соотношению миналов (En-Wo-Fs) отно-

сятся к гиперстену. Судя по отношениям $TiO_2-Mg\#$ и $Al_2O_3-Mg\#$, ортопироксены из андезитов о-ва Су-

Таблица 4. Представительные анализы вкрапленников клинопироксена из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 4. Representative analyses of clinopyroxene phenocrysts from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	121	52.07	0.30	1.01	0.00	10.70	0.59	14.41	20.12	0.33	0.00	99.52
2	123	51.93	0.29	0.98	0.02	11.09	0.64	14.17	19.94	0.31	0.00	99.37
3	125	52.15	0.30	1.00	0.00	10.61	0.62	14.27	20.30	0.35	0.00	99.61
4	128	51.03	0.43	1.89	0.01	9.82	0.35	15.41	20.03	0.30	0.00	99.26
5	130	50.72	0.48	2.24	0.03	9.46	0.33	15.56	20.09	0.30	0.00	99.21
6	135	52.22	0.35	1.03	0.01	10.62	0.51	14.16	20.01	0.26	0.00	99.17
7	137	51.19	0.48	2.46	0.03	10.88	0.46	13.54	20.04	0.37	0.00	99.44
8	143	51.43	0.39	2.12	0.05	9.75	0.34	16.01	18.91	0.25	0.00	99.24
9	144	50.99	0.44	1.92	0.01	9.40	0.31	15.48	19.75	0.24	0.00	98.54
10	147	51.74	0.30	0.93	0.00	10.78	0.60	14.30	20.16	0.25	0.01	99.07
11	148	52.05	0.30	1.03	0.00	10.44	0.54	14.46	20.36	0.28	0.00	99.45
12	152	49.19	0.51	2.27	0.02	10.74	0.50	14.28	20.22	0.33	0.00	98.07
13	153	50.51	0.36	1.18	0.01	10.60	0.49	14.75	20.12	0.30	0.00	98.31
14	163	51.59	0.38	1.50	0.02	10.21	0.44	14.40	20.19	0.33	0.00	99.05
15	165	51.60	0.33	1.24	0.00	11.01	0.55	13.88	19.93	0.25	0.00	98.78
16	167	51.43	0.45	1.88	0.02	9.63	0.36	14.95	19.99	0.30	0.01	99.00
17	169	52.74	0.43	1.90	0.01	9.55	0.35	13.91	19.91	0.33	0.00	99.11
18	170	49.86	0.35	1.23	0.01	11.19	0.57	12.88	19.67	0.30	0.00	96.07
19	183	51.75	0.44	1.81	0.00	9.77	0.37	14.91	19.98	0.28	0.00	99.32
20	184	51.36	0.50	2.37	0.08	9.90	0.36	14.56	20.13	0.32	0.00	99.58
21	190	52.76	0.36	1.22	0.01	10.63	0.53	13.69	19.91	0.32	0.00	99.42
22	191	52.31	0.39	1.42	0.01	10.07	0.47	14.06	20.09	0.33	0.00	99.15
23	194	52.75	0.29	1.03	0.01	11.15	0.62	13.27	20.08	0.34	0.00	99.53
24	203	51.48	0.40	1.78	0.02	9.37	0.30	15.22	19.93	0.27	0.00	98.77
25	205	50.81	0.31	1.01	0.02	10.64	0.56	14.85	20.35	0.24	0.00	98.78
26	207	51.07	0.29	0.98	0.00	10.40	0.55	14.91	20.42	0.34	0.00	98.97
27	209	49.72	0.55	2.56	0.04	10.69	0.48	14.06	20.46	0.36	0.01	98.92
28	210	51.20	0.37	1.21	0.00	10.57	0.50	14.88	20.03	0.27	0.01	99.03
29	212	51.96	0.42	1.92	0.03	9.80	0.35	15.01	19.96	0.30	0.00	99.74
30	214	51.71	0.42	1.93	0.00	10.26	0.41	14.47	19.87	0.34	0.00	99.39
31	215	53.31	0.33	1.24	0.01	11.26	0.53	13.03	19.82	0.25	0.00	99.77
32	88	51.27	0.55	2.28	0.00	10.88	0.49	14.00	20.54	0.00	0.00	100.01
33	89	52.12	0.32	1.19	0.00	10.89	0.50	14.49	20.48	0.00	0.00	99.99
34	90	52.03	0.48	1.33	0.00	10.75	0.54	14.15	20.72	0.00	0.00	100.00
35	107	51.63	0.48	1.68	0.00	11.49	0.40	14.30	20.02	0.00	0.00	100.00
36	108	52.01	0.41	1.83	0.00	10.60	0.40	14.58	20.17	0.00	0.00	100.00
37	109	51.63	0.40	2.20	0.00	10.27	0.32	14.41	20.78	0.00	0.00	100.01
38	139	51.28	0.52	1.88	0.00	11.15	0.49	13.81	20.52	0.34	0.00	99.99
39	140	51.95	0.37	1.32	0.00	10.75	0.47	14.44	20.39	0.31	0.00	100.00
40	141	51.26	0.45	2.11	0.00	11.15	0.50	14.02	20.16	0.35	0.00	100.00

Примечание. 1–31 – составы клинопироксена из многофазных вкрапленников, 32–40 – составы клинопироксена из многофазных вкрапленников рядом с расплавленными включениями.

Note. 1–31 – compositions of clinopyroxene from polyphase phenocrysts, 32–40 – compositions of clinopyroxene from polyphase phenocrysts near melt inclusions.

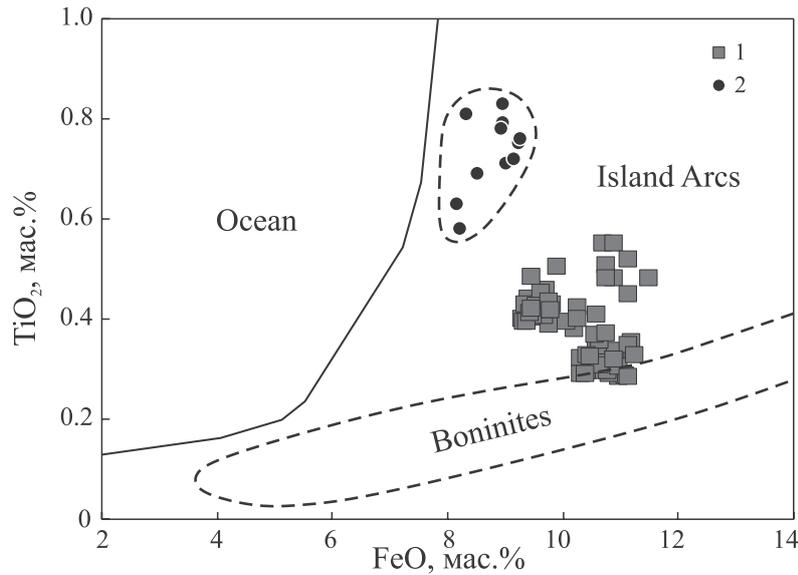


Рис. 7. Диаграмма TiO_2 – FeO для вкрапленников клинопироксена.

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Куренков и др., 2002; Симонов и др., 2021). 1 – клинопироксены из андезитов о-ва Сулавеси, 2 – из базальтовых пород влк. Горелый. Поля клинопироксенов: Ocean – из океанических эффузивных пород, Island Arcs – из островодужных эффузивных пород, Boninites – из бонинитов.

Fig. 7. TiO_2 – FeO diagram for clinopyroxene phenocrysts.

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Kurenkov et al., 2002; Simonov et al., 2021). 1 – clinopyroxenes from andesites of Sulawesi Island, 2 – from basaltic rocks of the Gorely Volcano. Clinopyroxene fields: Ocean – from oceanic effusive rocks, Island Arcs – from island-arc effusive rocks, Boninites – from boninites.

Таблица 5. Представительные анализы вкрапленников ортопироксена из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 5. Representative analyses of orthopyroxene phenocrysts from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	116	51.51	0.19	0.53	0.00	21.34	0.94	23.64	1.43	0.02	0.00	99.61
2	118	51.78	0.19	0.54	0.01	21.62	0.95	23.71	1.39	0.00	0.00	100.19
3	120	51.82	0.21	0.56	0.01	21.65	0.89	23.52	1.42	0.01	0.00	100.09
4	155	53.01	0.19	0.69	0.01	21.65	0.89	22.72	1.47	0.02	0.00	100.64
5	157	53.40	0.22	0.68	0.00	20.39	0.85	23.66	1.50	0.01	0.00	100.72
6	159	52.83	0.22	1.13	0.01	18.50	0.63	24.64	1.55	0.04	0.00	99.54
7	171	54.23	0.20	0.97	0.06	19.05	0.64	23.07	1.41	0.02	0.00	99.65
8	187	54.10	0.19	0.80	0.03	19.09	0.66	23.85	1.56	0.00	0.01	100.27
9	201	53.77	0.25	0.92	0.01	20.54	0.84	22.80	1.56	0.05	0.01	100.76
10	78	53.02	0.20	1.21	0.00	19.29	0.63	24.00	1.64	0.00	0.00	99.99
11	79	53.01	0.32	1.25	0.00	19.44	0.69	23.71	1.58	0.00	0.00	100.00
12	102	53.92	0.25	1.14	0.00	17.28	0.70	24.80	1.92	0.00	0.00	100.01
13	123	53.04	0.25	1.17	0.00	19.73	0.63	23.35	1.82	0.00	0.00	99.99
14	124	53.03	0.22	0.85	0.00	20.32	0.77	23.21	1.60	0.00	0.00	100.00
15	125	52.68	0.32	1.52	0.00	19.93	0.49	23.41	1.66	0.00	0.00	100.01

Примечание. 1–9 – составы ортопироксена из многофазных вкрапленников, 10–15 – составы ортопироксена из многофазных вкрапленников рядом с расплавленными включениями.

Note. 1–9 – compositions of orthopyroxene from polyphase phenocrysts, 10–15 – compositions of orthopyroxene from polyphase phenocrysts near melt inclusions.

лавеси явно истощены титаном, алюминием иобладают заметно меньшей магниальностью по сравнению с ортопироксенами из эффузивов влк. Горелый. Эти особенности связаны с повышенными содержаниями железа в пироксенах из андезитов.

Плаггиоклазы из андезитов о-ва Сулавеси образуют вкрапленники, которые в одних случаях находятся в тесном сростании с клино- и ортопи-

роксенами (“многофазные вкрапленники”) (см. рис. 2а), а в других – формируют более крупные хорошо ограненные мономинеральные кристаллы (см. рис. 2б) с многочисленными расплавленными включениями. Также плаггиоклазы широко распространены в основной массе андезита в виде удлиненных микрокристалликов (см. рис. 2в, г).

Анализ составов плаггиоклазов из андезитов (табл. 6) показал, что принципиальных различий

Таблица 6. Представительные анализы плаггиоклазов из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 6. Representative analyses of plagioclases from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	131	55.91	0.04	26.42	0.00	0.55	0.00	0.05	10.18	5.46	0.23	98.84
2	132	54.03	0.03	27.55	0.01	0.61	0.01	0.03	11.41	4.81	0.17	98.65
3	134	56.75	0.00	25.50	0.00	0.57	0.01	0.02	9.47	5.77	0.26	98.36
4	138	55.78	0.04	27.02	0.22	0.94	0.01	0.07	10.04	5.23	0.26	99.63
5	174	54.55	0.02	26.77	0.01	0.55	0.01	0.02	10.90	5.08	0.20	98.09
6	175	53.08	0.05	27.81	0.00	0.54	0.01	0.00	11.95	4.37	0.16	97.96
7	177	51.59	0.02	27.94	0.00	0.58	0.02	0.01	12.51	4.30	0.14	97.11
8	180	53.17	0.02	26.92	0.00	0.60	0.01	0.04	11.53	4.78	0.16	97.23
9	14	54.84	0.00	27.83	0.00	0.65	0.00	0.00	11.36	5.11	0.21	100.00
10	16	56.79	0.00	26.56	0.00	0.63	0.00	0.00	9.74	5.97	0.32	100.01
11	22	57.38	0.00	26.31	0.00	0.56	0.00	0.00	9.36	6.11	0.28	100.00
12	28	54.61	0.00	28.06	0.00	0.56	0.00	0.00	11.63	4.92	0.23	100.01
13	29	53.57	0.00	28.60	0.00	0.72	0.00	0.00	12.18	4.76	0.17	100.00
14	34	55.79	0.00	27.31	0.00	0.60	0.00	0.00	10.80	5.28	0.22	100.00
15	35	55.00	0.00	27.78	0.00	0.57	0.00	0.00	11.16	5.27	0.22	100.00
16	43	54.44	0.00	28.11	0.00	0.66	0.00	0.00	11.66	4.95	0.18	100.00
17	52	56.18	0.00	26.85	0.00	0.69	0.00	0.00	10.36	5.66	0.27	100.01
18	62	55.89	0.00	27.29	0.00	0.65	0.00	0.00	10.54	5.40	0.22	99.99
19	137	50.46	0.00	30.13	0.00	1.25	0.00	0.00	14.65	3.40	0.11	100.00
20	142	52.03	0.00	29.40	0.00	0.95	0.00	0.00	13.54	3.90	0.17	99.99
21	144	51.56	0.00	29.77	0.00	0.85	0.00	0.00	13.94	3.72	0.16	100.00
22	152	55.61	0.00	26.98	0.00	0.86	0.00	0.00	10.72	5.54	0.29	100.00
23	157	51.11	0.00	29.76	0.00	1.21	0.00	0.00	14.20	3.57	0.16	100.01
24	161	54.30	0.00	27.91	0.00	1.12	0.00	0.00	11.52	4.84	0.32	100.01
25	168	53.35	0.00	28.57	0.00	0.97	0.00	0.00	12.37	4.49	0.24	99.99
26	173	54.15	0.00	28.07	0.00	0.97	0.00	0.00	11.87	4.67	0.27	100.00
27	175	53.50	0.00	28.45	0.00	1.16	0.00	0.00	12.23	4.41	0.24	99.99
28	177	56.91	0.00	26.32	0.00	0.93	0.00	0.00	9.54	5.93	0.37	100.00
29	191	53.87	0.00	28.22	0.00	1.07	0.00	0.00	12.00	4.51	0.33	100.00
30	193	55.62	0.00	27.01	0.00	1.11	0.00	0.00	10.59	5.30	0.37	100.00

Примечание. 1–8 – составы плаггиоклаза из многофазных вкрапленников, 9–18 – составы мономинеральных вкрапленников плаггиоклаза рядом с расплавленными включениями, 19–30 – составы микрокристаллов плаггиоклаза в основной массе.

Note. 1–8 – compositions of plagioclase from polyphase phenocrysts, 9–18 – compositions of monogene plagioclase phenocrysts near melt inclusions, 19–30 – compositions of plagioclase microcrystals in groundmass.

вкрапленников, находящихся в тесной ассоциации с пироксенами и располагающихся отдельно, не отмечено. При этом плагиоклазовые лейсты из основной массы андезита заметно отличаются от вкрапленников. По содержанию анортитового компонента плагиоклазы из многофазных (An 46–61 мол. %) и мономинеральных вкрапленников (An 45–59 мол. %) практически совпадают и соответствуют андезину и лабрадору в отличие от плагиоклазовых лейстов из основной массы (An 46–78 мол. %), имеющих более широкий состав – от андезина до битовнита. Фенокристаллы плагиоклаза из андезита о-ва Сулавеси обладают минимальными значениями ортоклазового компонента (Or 0.8–1.6 мол. %) по сравнению с данными по лейстам из основной массы (Or 0.9–3.4 мол. %).

На диаграмме K_2O –An составы плагиоклазов из многофазных и мономинеральных вкрапленников фактически перекрываются, показывая несущественные различия в значениях анортитового компонента. При этом плагиоклазовые лейсты из основной массы андезита образуют тренд с повышенными содержаниями калия и An, располагаясь в целом между вкрапленниками плагиоклаза из андезитов о-ва Сулавеси и эффузивами влк. Горелый на Камчатке (рис. 8).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ АНДЕЗИТОВ о-ва СУЛАВЕСИ

В ходе термобарогеохимических исследований андезитов о-ва Сулавеси найдены и изучены расплавные включения в клино- и ортопироксенах из многофазных вкрапленников, а также в отдельных фенокристаллах плагиоклаза.

В *клинопироксене* первичные расплавные включения (размером 5–30 мкм) располагаются в основном равномерно по вкрапленнику. Формы включений в большинстве случаев показывают отчетливую негативную огранку. До высокотемпературных экспериментов включения содержат светлые фазы, среди которых преобладает стекло. Практически всегда присутствует газовый пузырек (рис. 9а).

При нагреве в микротермокамере до 900°C никаких заметных изменений во включениях в клинопироксене не происходит. При температуре около 1080°C клинопироксен темнеет. В районе 1175°C содержимое отдельных включений становится однородным. При температуре около 1220–1225°C вся пластинка с микрозернистой основной массой (содержащей исследуемый вкрапленник) начинает проплавляться с развитием светлого подвижного расплава, и мы вынуждены завершать опыт, за-

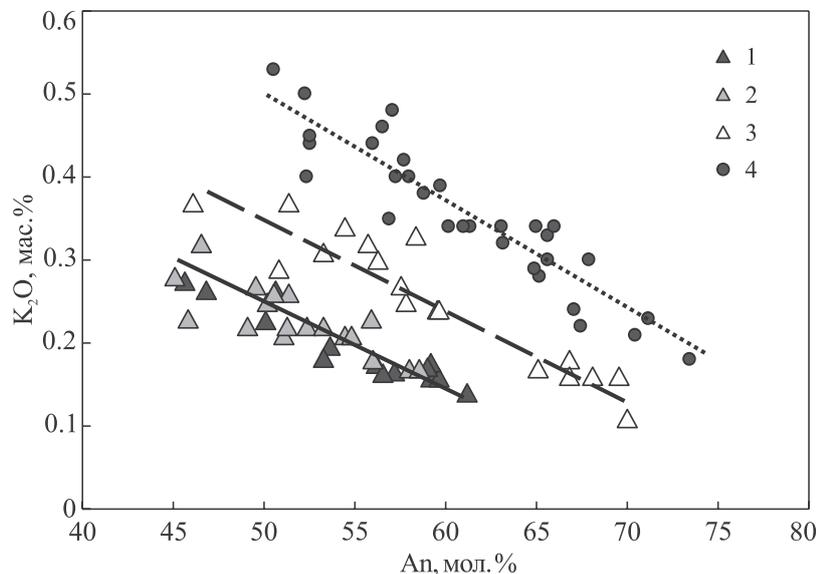


Рис. 8. Диаграмма K_2O –An для вкрапленников плагиоклаза из андезитов о-ва Сулавеси.

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работы (Симонов и др., 2021). Плагиоклазы в андезитах о-ва Сулавеси: 1 – из многофазных вкрапленников, 2 – из вкрапленников с изученными расплавными включениями, 3 – из основной массы; 4 – вкрапленники плагиоклаза в базальтовых породах влк. Горелый, Камчатка.

Fig. 8. K_2O –An diagram for plagioclase phenocrysts from andesites of the Sulawesi Island.

The figure was constructed on the basis of original data using materials from work (Simonov et al., 2021). Plagioclases in andesites of the Sulawesi Island: 1 – from multiphase phenocrysts, 2 – from phenocrysts with studied melt inclusions, 3 – from the groundmass; 4 – Plagioclase phenocrysts in basaltic rocks of the Gorely volcano, Kamchatka.

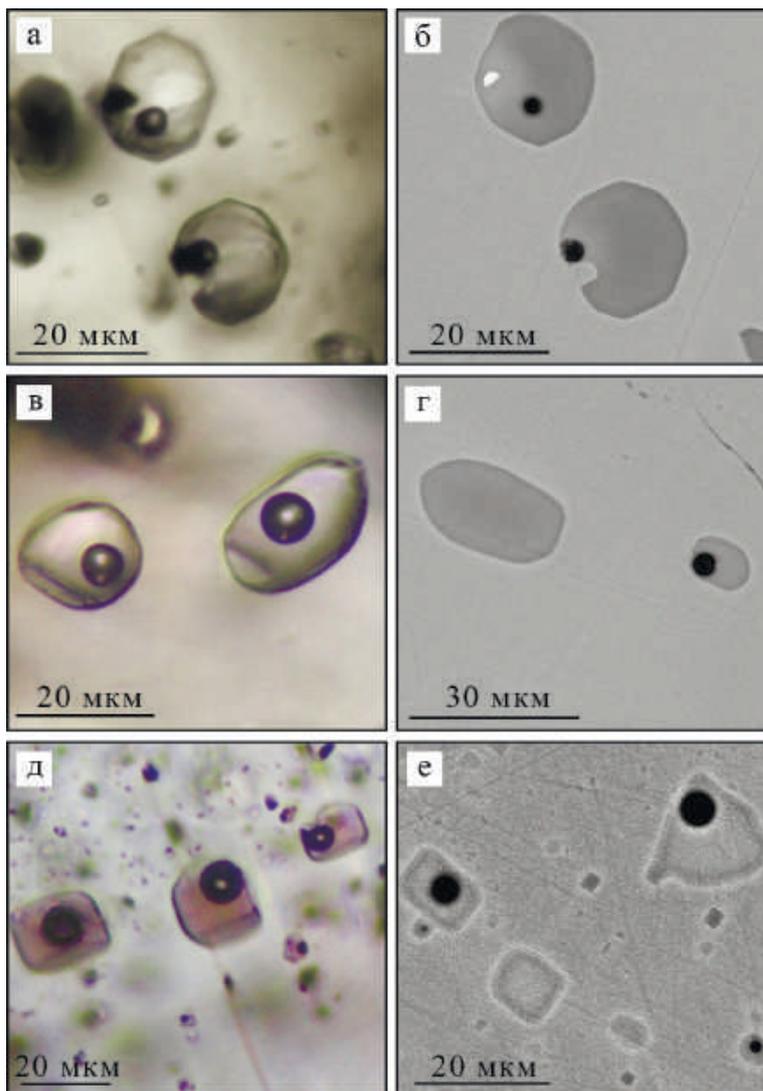


Рис 9. Расплавные включения в клинопироксене (а, б), ортопироксене (в, г), плагиоклазе (д, е).

а, в, д – негретые включения, изображения в проходящем свете; б, г, е – после высокотемпературных экспериментов и закалки, изображения в отраженных электронах.

Fig. 9. Melt inclusions: in clinopyroxene (а, б), in orthopyroxene (в, г), in plagioclase (д, е).

а, в, д – unheated inclusions, images in transmitted light; б, г, е – after high-temperature experiments and hardening, images in reflected electrons.

калиявая систему резким отключением электронагревателя. После прогрева и закалки во включениях преобладает гомогенное стекло, содержащее небольшой газовый пузырек (рис. 9б).

В ортопироксене расплавные включения близки по своим характеристикам к включениям в клинопироксене. Форма первичных включений (размером 5–40 мкм), равномерно распределенных по вкрапленнику ортопироксена, округлая, с менее выраженной, чем в случае клинопироксена, гранкой. Содержат стекло с газовым пузырьком и светлые кристаллические фазы (рис. 9в).

В ходе экспериментов ортопироксен начинает темнеть при 1085°C. При дальнейшем нагреве, так же как и в случае клинопироксена, вся матрица с вкрапленником темнеет и начинает плавиться. Для отдельных включений удалось установить температуры гомогенизации, близкие к результатам по включениям в клинопироксене, – 1170°C. Эти данные согласуются с описанием шлифов, свидетельствующим об одновременной кристаллизации клино- и ортопироксенов при формировании многофазных вкрапленников в андезите о-ва Сулавеси. После высокотемпературных экспериментов и

закалки включения в ортопироксене содержат преимущественно гомогенное стекло (рис. 9г).

В случае *плаггиоклаза* наиболее детально исследованы включения в отдельных самостоятельных вкрапленниках. Первичные расплавные включения (размером 5–25–50 мкм) равномерно заполняют центры кристаллов и располагаются прямолинейными полосами, связанными с двойниками и зонами роста. Включения обладают отчетливой границей и сложены преимущественно стеклом с газовым пузырьком (рис. 9е). Реже присутствуют многофазные (микрозернистые) темные включения.

В ходе экспериментов в микротермокамере при повышении температуры от 830 до 1000°C во включениях изменяются фазы, деформируется газовый пузырек и развивается расплав. При дальнейшем нагреве небольшие включения (5–10–15 мкм) гомогенизируются в светлый расплав при температурах 1090–1120°C. При этом все изменения во включениях в *плаггиоклазе* происходят достаточно быстро – в течение менее 10 мин.

Необходимо отметить, что температуры выше 1100°C приводят к проплавлению части крупных (более 20 мкм) включений со значительным ростом размеров газовых пузырьков, что может свидетельствовать о разгерметизации. В связи с этим при анализе химического состава основное внимание уделялось включениям размером менее 20 мкм, содержащим только гомогенное стек-

ло либо стекло с газовым пузырьком относительно меньшего размера, чем отмечено для исходного состояния включений (см. рис. 9д, е).

При рассмотрении полученных данных по составам стекол прогретых расплавных включений в *плаггиоклазе* необходимо учитывать особенности их поведения в ходе высокотемпературных экспериментов. В частности, как показали наши исследования включений в *плаггиоклазе* из *игнимбрита* влк. Хангар (Камчатка), при температурах выше 1100°C расплавные включения могут захватывать часть элементов из *плаггиоклаза-хозяина*. Это хорошо видно по соотношению $Al_2O_3-SiO_2$, согласно которому часть стекол прогретых выше 1100°C включений явно обогащена алюминием, источником которого послужил *плаггиоклаз-хозяин* (Симонов и др., 2022). Такой же эффект наблюдался и для отдельных включений в *плаггиоклазе* из андезита о-ва Сулавеси. Соответственно, информация по этим включениям не использовалась при рассмотрении особенностей состава магматических систем, принимавших участие при формировании андезитов о-ва Сулавеси.

В целом результаты анализов гомогенных стекол прогретых и закаленных включений во вкрапленниках *пироксенов* и *плаггиоклаза* (табл. 7–9) послужили основой для выяснения физико-химических условий формирования андезитов о-ва Сулавеси. При этом большое значение имеет сравни-

Таблица 7. Представительные анализы стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений в *клинопироксене* из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 7. Representative analyses of glasses of heated and homogeneous melt inclusions in *clinopyroxenes* from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	80	61.64	0.52	8.89	7.47	0.31	6.59	8.75	2.30	1.43	97.90
2	81	59.91	0.58	8.14	8.78	0.26	7.06	9.71	2.08	1.33	97.85
3	91	66.37	0.40	9.38	6.17	0.00	5.03	8.22	2.89	1.53	99.99
4	92	61.16	0.70	8.13	8.59	0.31	6.90	10.78	2.47	0.96	100.00
5	93	58.83	0.72	7.72	9.07	0.00	7.34	11.24	2.20	0.88	98.00
6	94	63.94	0.56	8.93	8.81	0.27	5.50	7.68	2.96	1.34	99.99
7	99	62.29	0.57	9.00	9.92	0.23	5.56	8.40	2.79	1.23	99.99
8	101	64.56	0.57	10.85	4.89	0.29	5.31	8.94	3.02	1.43	99.86
9	126	74.08	0.42	12.49	1.61	0.00	1.35	3.48	3.75	2.72	99.90
10	127	74.13	0.37	12.30	1.63	0.00	1.41	3.70	3.62	2.72	99.88
11	128	72.75	0.50	12.07	2.03	0.00	1.72	4.57	3.63	2.56	99.83
12	130	73.90	0.39	12.83	1.51	0.00	1.25	3.31	3.88	2.79	99.86
13	131	74.73	0.39	13.16	0.95	0.00	0.89	2.90	3.90	2.97	99.89
14	132	73.36	0.36	12.90	1.57	0.00	1.45	3.58	3.88	2.76	99.86
15	134	72.92	0.39	12.09	2.36	0.00	1.77	4.25	3.58	2.49	99.85
16	135	73.41	0.35	12.15	2.04	0.00	1.63	4.19	3.62	2.46	99.85
17	136	70.82	0.42	11.64	4.13	0.00	2.64	4.48	3.43	2.30	99.86
18	137	63.49	0.89	9.69	9.21	0.30	4.62	7.47	2.69	1.47	99.83

Таблица 8. Представительные анализы стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений в ортопироксене из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %

Table 8. Representative analyses of glasses of heated and homogeneous melt inclusions in orthopyroxenes from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	67	69.91	0.77	16.72	1.41	0.00	0.51	3.23	4.56	2.61	99.72
2	68	70.31	0.76	16.54	1.38	0.00	0.51	2.79	4.61	2.70	99.60
3	69	69.84	0.89	16.77	1.48	0.00	0.53	2.84	4.64	2.63	99.62
4	70	70.19	0.84	16.57	1.42	0.00	0.59	2.93	4.66	2.79	99.99
5	71	68.79	0.70	16.58	2.59	0.00	1.14	2.51	4.75	2.94	100.00
6	72	68.73	0.82	16.00	2.96	0.00	1.36	2.54	4.53	2.78	99.72
7	73	68.03	0.69	15.95	4.01	0.00	1.43	2.71	4.47	2.70	99.99
8	75	66.81	0.63	13.41	5.72	0.00	3.87	2.46	3.92	2.63	100.00
9	110	67.46	0.59	15.48	4.21	0.00	2.42	3.40	4.37	1.98	99.91
10	111	68.05	0.63	16.01	3.42	0.00	1.95	3.03	4.67	2.15	99.91
11	112	67.86	0.54	15.39	4.26	0.00	2.23	3.42	4.31	1.99	100.00
12	113	63.73	0.62	13.47	6.35	0.00	4.34	6.21	3.82	1.34	99.88
13	114	64.07	0.62	13.47	6.31	0.00	4.20	6.12	3.81	1.39	99.99
14	115	64.36	0.89	14.02	6.47	0.00	4.02	4.78	3.78	1.57	99.89
15	116	65.10	0.79	13.80	6.44	0.00	3.77	4.56	3.85	1.68	99.99
16	117	65.47	0.74	14.22	5.87	0.00	3.62	4.42	3.83	1.75	99.92
17	118	63.20	0.76	12.76	7.51	0.00	4.72	5.55	3.68	1.37	99.55
18	119	63.52	0.80	12.72	7.25	0.23	4.54	5.48	3.65	1.40	99.59
19	120	63.29	0.87	12.09	8.76	0.27	5.49	4.95	3.14	1.14	100.00
20	121	60.90	1.05	11.76	9.42	0.00	5.34	5.05	2.84	1.15	97.51

тельный анализ составов экспериментально полученных гомогенных стекол в прогретых включениях с данными по природно закаленным стеклам из основной массы андезита (табл. 10).

На диаграмме (Na₂O + K₂O) – SiO₂ стекла прогретых и гомогенизированных расплавных включений из рассмотренных минералов (как и составы эффузивов о-ва Сулавеси) находятся в области пород нормальной щелочности. При этом включения в пироксенах (как и породы) показывают тренд накопления щелочей на фоне роста содержания SiO₂, в корне отличающийся от характера распределения компонентов во включениях из плагиоклаза, для которых наблюдается падение содержания щелочей. Природно закаленные стекла основной массы по значительному количеству SiO₂ (77–79 мас. %) совпадают со стеклами из прогретых включений во вкрапленниках плагиоклаза, существенно отличаясь более высокими содержаниями щелочей (рис. 10). Эти факты свидетельствуют о том, что вкрапленники плагиоклаза кристаллизовались из самостоятельной магмы, а расплавы, сформировавшие основную массу андезита, были иными и выступали главным образом в качестве транспортирующего агента.

По соотношению K₂O–SiO₂ все данные по включениям и эффузивам о-ва Сулавеси (как и включения в пироксенах влк. Горелый) относятся к сериям с умеренной калиевоностью. Так же, как и для суммы щелочей, можно отметить два разнонаправленных тренда: с ростом содержания калия (включения в пироксенах) и его падением (включения в плагиоклазе). При этом стекла из основной массы максимально обогащены калием – 5.2–5.5 мас. %.

На диаграмме CaO–MgO составы включений разбиваются на две группы. Включения с максимальными содержаниями кальция и магния располагаются в поле расплавных включений в пироксенах из базальтовых пород влк. Горелый. В другой группе с минимальными содержаниями элементов находятся все включения в плагиоклазе. Сравнительный анализ с информацией по распределению кальция и магния в расплавах влк. Горелый, приведенной в работе (Gavrilenko et al., 2016), показывает возможность двух магматических процессов при формировании андезитов о-ва Сулавеси. Прежде всего, это фракционирование клинопироксена (“Cpx fractionation”, рис. 11) в исходном расплаве. Кристаллизация этого минерала приводит к падению содержания кальция и магния в расплаве. Как

Таблица 9. Представительные анализы стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе из андезитов о-ва Сулавеси, мас. %**Table 9.** Representative analyses of glasses of heated and homogeneous melt inclusions in plagioclase from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	1	80.59	0.49	9.88	1.79	0.00	0.17	1.41	3.07	2.60	100.00
2	6	71.60	0.27	16.47	1.15	0.00	0.00	4.60	4.04	1.87	100.00
3	13	70.08	0.29	17.41	1.18	0.00	0.00	5.02	4.54	1.47	99.99
4	10	74.02	0.34	15.45	1.00	0.00	0.00	4.11	3.49	1.61	100.02
5	20	75.41	0.25	14.30	1.26	0.00	0.00	2.56	3.76	2.45	99.99
6	23	76.43	0.67	10.73	3.28	0.00	0.46	2.20	3.40	2.68	99.85
7	24	76.03	0.73	11.77	2.62	0.00	0.34	2.26	3.37	2.76	99.88
8	26	77.24	0.74	11.15	2.29	0.00	0.39	2.04	3.33	2.72	99.90
9	31	79.77	0.80	9.39	2.52	0.00	0.30	1.76	2.86	2.52	99.92
10	37	79.60	0.75	9.37	2.73	0.00	0.36	1.62	2.84	2.61	99.88
11	38	79.76	0.72	9.43	2.67	0.00	0.44	1.54	2.67	2.66	99.89
12	39	80.02	0.73	9.39	2.70	0.00	0.37	1.53	2.65	2.60	99.99
13	40	73.13	0.81	13.19	3.03	0.00	0.50	2.60	3.84	2.78	99.88
14	46	73.96	0.55	13.41	2.32	0.00	0.38	2.63	3.81	2.84	99.90
15	47	78.98	0.59	10.60	2.12	0.00	0.25	1.81	2.98	2.69	100.02
16	48	72.55	0.40	14.37	2.20	0.00	0.35	4.02	3.65	2.36	99.90
17	55	78.61	0.57	11.19	1.93	0.00	0.00	2.28	3.14	2.28	100.00
18	56	74.16	0.45	13.48	1.89	0.00	0.19	3.62	3.77	2.34	99.90
19	57	73.26	0.38	14.54	1.95	0.00	0.24	3.84	3.55	2.24	100.00
20	59	77.39	0.53	11.89	1.95	0.00	0.17	2.59	3.11	2.36	99.99
21	60	79.54	0.57	10.32	2.20	0.00	0.24	1.97	2.63	2.44	99.91
22	61	79.99	0.61	9.99	2.04	0.00	0.26	1.82	2.90	2.40	100.01

Таблица 10. Представительные анализы природно закаленных стекол в основной массе андезитов о-ва Сулавеси, мас. %**Table 10.** Representative analyses of natural quenched glasses in groundmass from andesites of Sulawesi Island, wt %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма
1	136	76.99	0.74	11.16	1.95	0.00	0.00	0.44	3.19	5.38	0.16	100.01
2	140	77.95	0.63	11.11	1.58	0.00	0.00	0.38	2.73	5.46	0.17	100.01
3	143	77.62	0.76	10.85	2.25	0.00	0.00	0.50	2.54	5.36	0.12	100.00
4	154	78.25	0.68	11.06	1.37	0.00	0.00	0.34	2.76	5.39	0.15	100.00
5	158	77.62	0.79	10.78	1.99	0.00	0.00	0.53	2.88	5.25	0.16	100.00
6	165	77.96	0.72	10.63	2.14	0.00	0.00	0.52	2.68	5.22	0.13	100.00
7	176	77.89	0.72	11.19	1.50	0.00	0.00	0.35	2.73	5.48	0.15	100.01
8	184	77.54	0.84	10.93	1.81	0.00	0.00	0.43	2.89	5.41	0.16	100.01
9	188	77.52	0.68	10.98	2.02	0.00	0.00	0.47	2.74	5.45	0.15	100.01
10	190	78.62	0.76	10.78	1.67	0.00	0.00	0.41	2.32	5.30	0.14	100.00

показано для влк. Горелый (Gavrilenko et al., 2016), значительную роль могут играть процессы смешения (“mixing”) базальтовых и дацитовых магматических систем. Распределение данных по расплав-

ным включениям на рис. 11 показывают возможность развития этих двух процессов и при формировании андезитов о-ва Сулавеси. При этом включения в клинопироксене фиксируют составы ис-

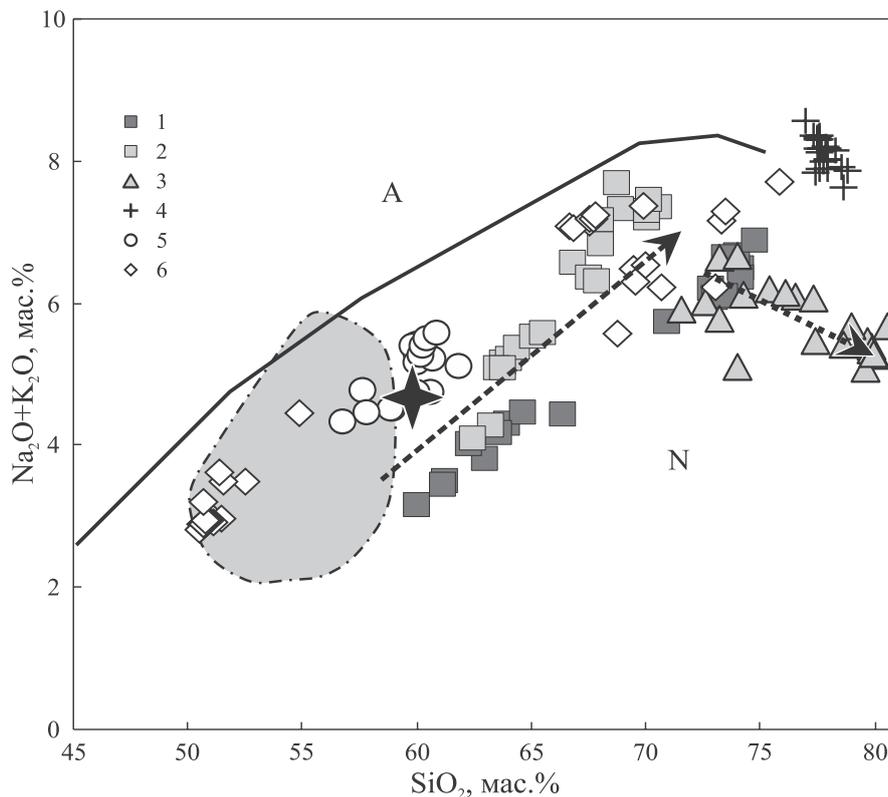


Рис. 10. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ для стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений.

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Петрографический кодекс России, 2009; Симонов и др., 2021; Kushendratno et al., 2012). Включения в: 1 – клинопироксене, 2 – ортопироксене, 3 – плагиоклазе из андезитов о-ва Сулавеси; 4 – стекло из основной массы андезита; 5 – андезиты о-ва Сулавеси; 6 – эффузивные породы северо-востока о-ва Сулавеси. Тренды включений в пироксенах (штрихпунктирная линия) и плагиоклазе (пунктирная линия). Область пород: А – щелочных, N – нормальных. Серое поле – данные по включениям преимущественно в клинопироксене из базальтовых пород влк. Горелый, Камчатка. Звезда – состав детально изученного образца андезита. Составы пород и включений приведены к 100%.

Fig. 10. Diagram $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ for glasses of heated and homogenized melt inclusions.

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Petrographic Code of Russia..., 2009; Simonov et al., 2021; Kushendratno et al., 2012). Inclusions in: 1 – clinopyroxene, 2 – orthopyroxene, 3 – plagioclase from andesites of the Sulawesi Island; 4 – glass from the groundmass of andesite, 5 – andesites of the Sulawesi Island; 6 – effusive rocks of the north-east of the Sulawesi Island. Inclusion trends in pyroxenes (dashed-dot line) and plagioclase (dashed line). Areas of rocks: A – alkaline, N – normal. Gray field shows data on inclusions predominantly in clinopyroxene from basaltic rocks of the Gorely volcano, Kamchatka. The star is the composition of a detailed studied andesite sample. Rock and inclusion compositions are recalculated by 100%.

ходных магм. Данные по включениям в орто- и клинопироксенах отражают эволюцию расплавов (с падением содержания CaO и MgO), связанную с фракционированием пироксенов и смешением с кислой магмой, при участии которой кристаллизовались вкрапленники плагиоклаза.

Основные закономерности эволюции составов расплавных включений в минералах андезитов о-ва Сулавеси хорошо видны на вариационных диаграммах, представляющих информацию о распределении большинства петрохимических компонентов. Тренды расплавных включений в пироксенах, начинаясь от поля включений в пироксенах из базальтовых пород влк. Горелый, отмечают падение со-

держания титана, железа, магния, кальция и накопление алюминия и натрия на фоне роста SiO_2 . Составы расплавных включений в плагиоклазе показывают противоположную тенденцию по сравнению с включениями в пироксенах: увеличение содержания титана и железа при одновременном падении содержания алюминия и натрия на фоне роста содержания SiO_2 . Таким образом, установленное на примере щелочей в составе включений (см. рис. 10) участие при формировании андезитов о-ва Сулавеси двух типов расплавов подтверждается привлечением и других химических компонентов.

Исследования летучих компонентов с помощью КР-спектроскопии и РСМА согласно методике

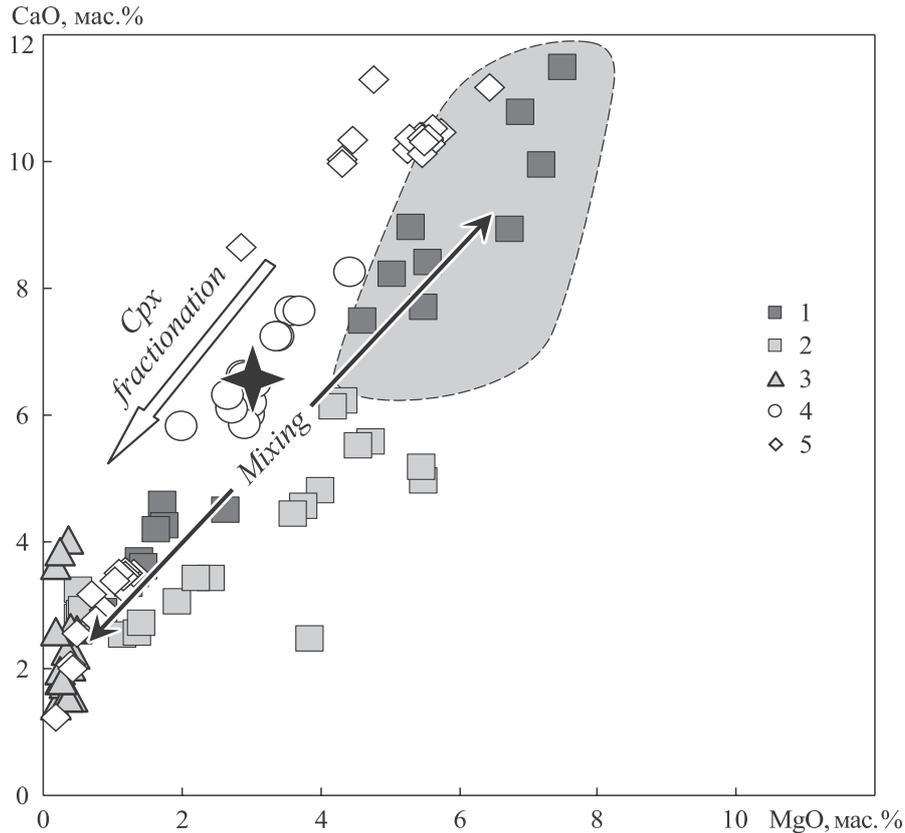


Рис. 11. Диаграмма CaO–MgO для стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений.

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Симонов и др., 2021; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko et al., 2016). Включения в: 1 – клинопироксене, 2 – ортопироксене, 3 – плагиоклазе из андезитов о-ва Сулавеси; 4 – андезиты о-ва Сулавеси; 5 – эффузивные породы северо-востока о-ва Сулавеси. Серое поле – данные по включениям преимущественно в клинопироксене из базальтовых пород влк. Горелый, Камчатка. Звезда – состав детально изученного образца андезита. “Cpx fractionation” – фракционирование клинопироксена. “Mixing” – смешение расплавов. Составы пород и включений приведены к 100%.

Fig. 11. CaO–MgO diagram for glasses of heated and homogenized melt inclusions.

The figure was constructed on the basis of original data using materials from works (Simonov et al., 2021; Kushendratno et al., 2012; Gavrilenko et al., 2016).

Inclusions in: 1 – clinopyroxene, 2 – orthopyroxene, 3 – plagioclase from andesites of the Sulawesi Island; 4 – andesites of the Sulawesi Island; 5 – effusive rocks of the northeast of the Sulawesi Island. Gray field shows data on inclusions predominantly in clinopyroxene from basaltic rocks of the Gorely volcano, Kamchatka. The star is the composition of a detailed studied andesite sample. “Cpx fractionation” – fractionation of clinopyroxene. “Mixing” – mixing of melts. Rock and inclusion compositions are recalculated by 100%.

(Котов и др., 2021) позволили установить содержание воды в гомогенных стеклах прогретых включений во вкрапленниках плагиоклаза – от 1.95 до 4.62 мас. %. При этом намечается определенная корреляция содержаний кремнезема и воды в стеклах включений в плагиоклазе: с ростом содержания SiO₂ (ненормированные данные – 71 мас. % → 75 мас. % → 79–80 мас. %) падает соответственно количество H₂O: 4.62 → 3.67–2.59 → 1.95 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты комплексных исследований андезитов северо-востока о-ва Сулавеси с помощью пе-

тролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов свидетельствуют о сложной истории формирования и развития магматизма островной дуги Сулавеси.

В частности, петрографические данные о структуре андезитов указывают на наличие нескольких этапов формирования этих пород. Первый этап отразился в кристаллизации многофазных (Cpx+Orx+Pl) вкрапленников. При этом, как показано в результате анализа расплавных включений, активную роль играли андезитовые магмы. В дальнейшем идет проникновение расплава с высоким содержанием SiO₂, несущего крупные вкрапленники плагиоклаза (с расплавными включени-

ями риолитового состава). Таким образом, происходит резкая смена андезитовых магматических систем на кислые расплавы, имеющие свои особенности эволюции и послужившие источником кристаллизации мономинеральных вкрапленников плагиоклаза.

Петрохимические и геохимические исследования показывают сходство составов андезитов о-ва Сулавеси, с одной стороны, с эффузивами развитых островных дуг, а с другой – с бонинитами из примитивных островодужных систем, что свидетельствует о действии различных надсубдукционных магм. Анализ составов вкрапленников клинопироксена подтверждает результаты исследования составов андезитов, показывая развитие переходных расплавов от толеитов к известково-щелочным. При этом часть рассмотренных пироксенов соответствует клинопироксенам из бонинитов, что свидетельствует о возможном участии магматизма примитивных о-вных дуг при формировании андезитов о-ва Сулавеси.

Данные по расплавленным включениям в минералах-вкрапленниках демонстрируют возможность развития двух магматических процессов (фракционирование пироксена и смешение с кислым расплавом) при формировании андезитов о-ва Сулавеси, подобных установленным ранее для влк. Горелый (Gavrilenko et al., 2016). Информация по включениям в орто- и клинопироксенах отражает эволюцию расплавов (с падением Ca и Mg), связанную с фракционированием пироксенов, а данные по включениям в плагиоклазе (с падением Al и Na) указывают на смешение с кислой магмой. Наличие кислых включений в плагиоклазе свидетельствует о смешении магматических систем при формировании эффузивов и других современных островных дуг (Низаметдинов и др., 2017; Низаметдинов, 2022).

В целом исследования экспериментально полученных стекол в прогретых включениях из вкрапленников, а также анализ природно закаленных стекол основной массы показали, что формирование андезитов о-ва Сулавеси происходило при участии трех самостоятельных магматических систем. Включения во вкрапленниках пироксенов демонстрируют закономерную эволюцию магматизма с накоплением щелочей и кремнезема (как и составы эффузивов северо-востока о-ва Сулавеси) от андезитов до риолитов. Включения в плагиоклазовых вкрапленниках свидетельствуют о развитии максимально кислых магм, эволюционирующих с понижением роли щелочей. Стекла в основной массе андезитов свидетельствуют об участии кислых магм с максимальным содержанием щелочей в транспортировке ранее образованных вкрапленников.

Для определения условий кристаллизации вкрапленников клинопироксена и ортопироксена

из андезита о-ва Сулавеси использована программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется (Clinopyroxene-Liquid Thermobarometry) (Yavuz, Yildirim, 2018). Состав расплава определен на основе анализа гомогенных стекол прогретых включений. Содержание воды в расплаве оценено в результате сравнения данных по расплавленным включениям в пироксенах и плагиоклазах. Исследование состава стекол включений в этих минералах показало их сходство в диапазонах содержаний SiO_2 70–75 мас. % (см. рис. 10). При этом установлено содержание воды в стеклах включений (минимум 2.6 мас. % при содержании SiO_2 70–75 мас. %) во вкрапленниках плагиоклаза. Именно эти данные по количеству H_2O нами вполне обоснованно использовались при расчетах условий кристаллизации пироксенов.

Глубины кристаллизации пироксенов определены на основе параметров давлений, установленных с помощью программы (Yavuz, Yildirim, 2018). При этом использовались характеристики для андезитов, плотность которых, согласно справочным данным, в среднем составляет около 2.6 г/см³. Уровни образования клинопироксенов дополнительно оценены напрямую по программе (Yavuz, Yildirim, 2018) с использованием плотностно-глубинных моделей для островодужного магматизма (DeBari, Greene, 2011).

Установлены широкие интервалы глубин (27.6–7.2 км) и температур (1150–970°C) кристаллизации пироксенов. Выяснено, что ортопироксен начал кристаллизоваться на более глубоких уровнях (27.6–21.2 км), чем клинопироксен (23.4–14.6 км). В то же время температуры кристаллизации ортопироксена (1130–1090°C) ниже, чем клинопироксена (1150–1105°C). В целом расчетные температуры заметно меньше экспериментальных температур гомогенизации включений (1175–1170°C). В ходе подъема магмы кристаллизация пироксенов продолжалась и на более высоких уровнях: ортопироксен – 13.3–7.2 км (1040–1005°C), клинопироксен – 11.3–8.2 км (1105–1085°C). При этом образование клинопироксена могло происходить в промежуточных очагах при фактически постоянных давлениях в ходе значительного снижения температур до 970°C (рис. 12). Наличие двух подобных глубинных уровней формирования фенокристаллов установлено нами ранее для влк. Горелый, Камчатка (Симонов и др., 2021).

На основе данных по составам плагиоклазов и находящихся в них расплавленных включений по программе (Putirka, 2008) рассчитаны температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза с использованием оригинальных данных по содержанию воды в стеклах прогретых включений. В результате выяснено, что кристаллизация плагиоклазовых вкрапленников в андезитах о-ва Сулавеси

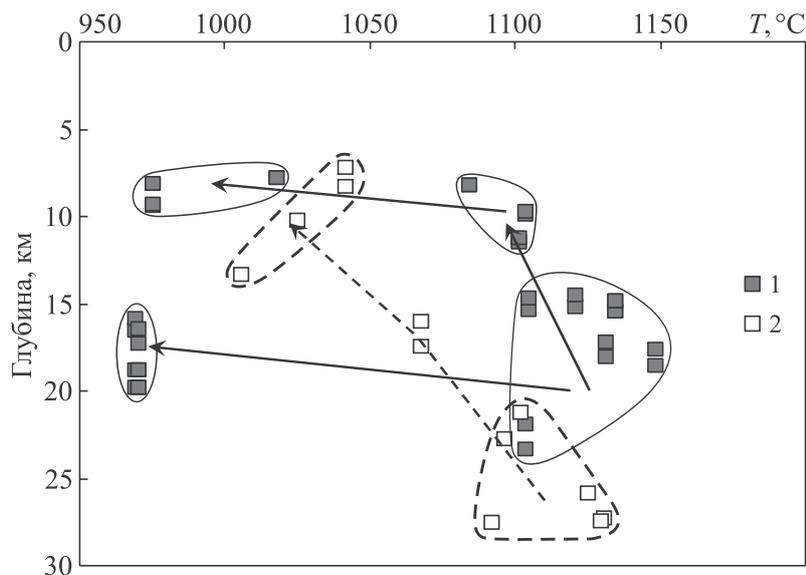


Рис. 12. Условия кристаллизации минералов из андезитов о-ва Сулавеси в промежуточных магматических очагах.

1 – данные по вкрапленникам клинопироксена и находящимся в них расплавленным включениям, 2 – данные по вкрапленникам ортопироксена и находящимся в них расплавленным включениям.

Fig. 12. Conditions of crystallization of minerals from andesites of the Sulawesi Island in intermediate magma chambers.

1 – data on phenocrysts of clinopyroxene and melt inclusions in them, 2 – data on orthopyroxene phenocrysts and melt inclusions in them.

си происходила в интервалах температур 930–910 и 900–890°C. Они заметно ниже температур гомогенизации включений 1090–1120°C. С учетом того, что в ходе экспериментов прогрев выше 1100°C может приводить к проплавлению и разгерметизации части включений с ростом размеров газовых пузырьков, установленные температуры гомогенизации могут быть завышенными и, соответственно, наиболее близки к реальной ситуации расчетные данные.

С помощью программы (Putirka, 2008) рассчитаны также температуры кристаллизации микролейст плагиоклаза в основной массе из андезитов о-ва Сулавеси. Основой расчетов послужили оригинальные данные по составам микрокристаллов плагиоклаза и находящегося между ними природного стекла. Содержание воды оценивалось с учетом полученной нами информацией по стеклам прогретых расплавленных включений во вкрапленниках плагиоклаза, непосредственно контактирующих со стеклом основной массы андезита. Соответственно, для стекол основной массы с SiO₂ около 73 мас. % содержание воды принималось равным 4.6 мас. %, а для стекол с содержанием SiO₂ около 75 мас. % – равным 3.1 мас. %. В результате установлено три температурных интервала кристаллизации кристалликов плагиоклаза в основной массе андезитов о-ва Сулавеси: 875–865, 840–825 и 820–810°C.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Результаты петрохимических, геохимических и минералогических исследований свидетельствуют о сложных процессах формирования андезитов о-ва Сулавеси при участии островодужных расплавов, переходных от толеитов к известково-щелочным, показывая при этом определенное сходство андезитов с бонинитами, что указывает на возможное участие магматизма примитивных островных дуг.

2. Петрографические данные о структуре андезитов о-ва Сулавеси свидетельствуют о том, что в начале кристаллизовались многофазные ($Cpx+Opx+Pl$) вкрапленники. В дальнейшем происходила смена магматических систем на кислые расплавы, имеющие свои особенности эволюции и послужившие источником кристаллизации мономинеральных вкрапленников плагиоклаза.

3. Данные по расплавленным включениям в минералах-вкрапленниках показывают возможность развития двух магматических процессов (фракционирование клинопироксена и смешение с кислым расплавом) при формировании андезитов о-ва Сулавеси. При этом информация по включениям в пироксенах отражает эволюцию расплавов (с падением содержания Ca и Mg), связанную с фракционированием клинопироксена, а данные по включениям в плагиоклазе (с падением Al и Na) указывают на смешение с кислой магмой.

4. В результате исследования стекол во включениях и в основной массе установлено, что формирование андезитов о-ва Сулавеси происходило при участии трех самостоятельных магматических систем. Включения в пироксенах показывают закономерную эволюцию магматизма с накоплением щелочей и кремнезема от андезитов до риолитов. Включения в плагиоклазе свидетельствуют о развитии кислых магм, эволюционирующих с уменьшением роли щелочей. Стекла в основной массе указывают на участие кислых магм с максимальным содержанием щелочей преимущественно в транспортировке ранее образованных вкрапленников.

5. Совместное использование данных по составу минералов и стекол в расплавных включениях и основной массе позволили установить *PT*-параметры формирования андезитов о-ва Сулавеси. Выяснено, что пироксены кристаллизовались в двух промежуточных магматических очагах (на глубинах 27.6–14.6 и 11.3–7.2 км) при температурах от 1150 до 970°C. Образование вкрапленников плагиоклаза происходило в интервалах 930–910 и 900–890°C, а кристаллизация микрокристаллов плагиоклаза в основной массе – при температурах 875–865, 840–825 и 820–810°C. В общем кристаллизация минералов в андезитах осуществлялась с задержками при постоянных давлениях в промежуточных очагах и существенном падении температуры, что способствовало процессам фракционирования и смешения расплавов.

Благодарности

Авторы выражают благодарность С.К. Кривоногову за помощь при проведении полевых работ в Индонезии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С. (2016) Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка). *Геология и геофизика*, **57**(7), 1265-1291. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20160701>
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. (2019) Физико-химические параметры магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки): данные по расплавленным включениям. *Геология и геофизика*, **60**(10), 1353-1383. <https://doi.org/10.15372/GiG2019100>
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. (2017) Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. *Геология и геофизика*, **58**(5), 701-722. <https://doi.org/10.15372/GiG20170503>
- Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. (2008) О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100. *Геология и геофизика*, **49**(3), 221-225.
- Котов А.А., Смирнов С.З., Плечов П.Ю., Персиков Э.С., Черткова Н.В., Максимович И.А., Карманов Н.С., Бухтияров П.Г. (2021) Методика определения содержания воды в природных расплавах риолитового состава методами спектроскопии комбинационного рассеяния и электронно-зондового микроанализа. *Петрология*, **29**(4), 429-448. <https://doi.org/10.31857/S086959032104004X>
- Кузьмин М.И. (1985) Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 198 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. (2002) Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 249 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. (2015) Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100. *Геология и геофизика*, **56**(10), 1813-1824. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20151005>
- Низаметдинов И.Р. (2022) Петрогенезис посткальдерных вулканитов кальдеры Медвежья на примере вулкана Меньший Брат, о. Итуруп. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 23 с.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П. (2017) Происхождение магнезиальных базальтов вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп). *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Мат-лы IX Всерос. конф. с междунар. участием. Томск: Томский центр науч.-техн. информации, 333-338.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Рыбин А.В., Кулаков И.Ю. (2019) Вода в родоначальных базальтовых магмах вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские о-ва). *Докл. АН*, **468**(1), 93-97. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486193-97>
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) Изд-е третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Симонов В.А. (1993) Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 247 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. (2021) Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям. *Геология и геофизика*, **62**(1), 103-133. <https://doi.org/10.15372/GiG2020164>
- Симонов В.А., Котляров А.В., Смирнов С.З., Котов А.А., Перепелов А.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А. (2022) Условия образования игнимбритов вулкана Хангар (Камчатка): данные по стеклам и включениям. *Добрецовские чтения: Наука из первых рук*. Мат-лы Первой Всерос. науч. конф., посвящ. памяти академика РАН Н.Л. Добрецова. Новосибирск: СО РАН, 292-295. <https://doi.org/10.53954/9785604782484>
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. (1984) Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм. *Геология геофизика*, **12**, 97-110.

REFERENCES

- Arculus R.J., Pearce J.A., Murton B.J., Van der Laan S.R. (1992) Igneous stratigraphy and major-element geochemistry of holes 786a and 786b. *Proc. Ocean Drill. Progr.: Sci. Results*, **125**, 143-169.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Oxford-Amsterdam: Elsevier, 63-114.
- Condie K.C. (2005) Earth as an Evolving Planetary System. L.: Elsevier Acad. Press, 447 p.
- DeBari S.M., Greene A.R. (2011) Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections. *Arc-continent collision. Frontiers in Earth Sciences*. Berlin: Springer-Verlag, 121-144. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_5
- Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. (2016) Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse. *Bull. Volcanol.*, **78**(7), 1-28.
- Global Volcanism Program. Database Volcanoes of the World v. 5.0.0. (Ed. E. Venzke). (2022) Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW5-2022.5.0>
- Hall R. (2002) Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.*, **20**, 353-431. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(01\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(01)00069-4)
- Kunrat S.L. (2017) Soputan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Ph.D. thesis. 119 p.
- Kushendratno, Pallister J.S., Kristianto, Bina F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R. (2012) Recent explosive eruptions and volcano hazards at Soputan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia. *Bull. Volcanol.*, **74**(7), 1581-1609. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0620-2>
- Murton B.J., Peate D.W., Arculus R.J., Pearce J.A., Van der Laan S.R. (1992) Trace-element geochemistry of volcanic rocks from site 786: the Izu-Bonin forearc. *Proc. Ocean Drilling Progr.: Sci. Results*, **125**, 211-235.
- Putirka K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**(1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. (1994) Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *J. Petrol.*, **35**, 1183-1211.
- White L.T., Hall R., Armstrong R.A., Anthony J.B., Fadel M.B., Baxter A., Wakita K., Manning C., Soesilo J. (2017) The geological history of the Latimojong region of western Sulawesi, Indonesia. *J. Asian Earth Sci.*, **138**, 72-91. [dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.005](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.005)
- Yavuz F., Yıldırım D.K. (2018) A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, **87**(2), 149-172. <http://dx.doi.org/10.2451/2018PM787>
- Zhang X.R., Huang T.-N., Chung S.-L., Maulana A., Mawaleda M., Tien C.-Y., Lee H.-Y., Liu P.-P. (2022) Late Eocene subduction initiation of the Indian Ocean in the North Sulawesi Arc, Indonesia, induced by abrupt Australian plate acceleration. *Lithos*, **422-423**, 106742 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106742>
- Arculus R.J., Pearce J.A., Murton B.J., Van der Laan S.R. (1992) Igneous stratigraphy and major-element geochemistry of holes 786a and 786b. *Proc. Ocean Drill. Progr.: Sci. Results*, **125**, 143-169.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Oxford-Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Condie K.C. (2005) Earth as an Evolving Planetary System. London, Elsevier Acad. Press, 447 p.
- DeBari S.M., Greene A.R. (2011) Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections. *Arc-continent collision. Frontiers in Earth Sciences*. Berlin, Springer-Verlag, 121-144. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_5
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S. (2019) Physicochemical parameters of magmatism of the Uksichan and Ichinsky volcanoes (Sredinnyi Ridge, Kamchatka): Data on melt inclusions. *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(10), 1077-1100. <https://doi.org/10.15372/RGG2019100>
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kulakov R.Y., Karmanov N.S. (2016) Physicochemical parameters of crystallization of melts in intermediate suprasubduction chambers (by the example of Tolbachik and Ichinskii Volcanoes, Kamchatka Peninsula). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(7), 993-1015. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.06.001>
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kulakov I.Yu., Kotlyarov A.V. (2017) Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology. *Russ. Geol. Geophys.*, **58**(5), 571-585. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.09.028>
- Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. (2016) Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse. *Bull. Volcanol.*, **78**(7), 1-28.
- Global Volcanism Program. Database Volcanoes of the World v. 5.0.0. (Ed. E. Venzke). (2022) Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW5-2022.5.0>
- Hall R. (2002) Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.*, **20**, 353-431. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(01\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(01)00069-4)
- Korolyuk V.N., Lavrent'ev Yu.G., Usova L.V., Nigmatulina E.N. (2008) JXA-8100 microanalyzer: accuracy of analysis of rock-forming minerals. *Russ. Geol. Geophys.*, **49**(3), 165-168. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.07.005>
- Kotov A.A., Smirnov S.Z., Plechov P.Y., Persikov E.S., Chertkova N.V., Maksimovich I.A., Karmanov N.S., Bukhtiyarov P.G. (2021) Method for Determining Water Content in Natural Rhyolitic Melts by Raman Spectroscopy and Electron Microprobe Analysis. *Petrology*, **29**, 386-403 <https://doi.org/10.1134/S0869591121040044>
- Kunrat S.L. (2017) Soputan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Ph.D. thesis. 119 p.
- Kushendratno, Pallister J.S., Kristianto, Bina F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R. (2012) Recent explosive eruptions and volcano haz-

- ards at Sopotan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia. *Bull. Volcanol.*, **74**(7), 1581-1609.
- Kuz'min M.I. (1985) Geochemistry of igneous rocks of the Phanerozoic mobile belts. Novosibirsk, Nauka Publ., 198 p. (In Russ.)
- Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. (2002) Geodynamics of paleospreading. Moscow, GEOS Publ., 249 p. (In Russ.)
- Murton B.J., Peate D.W., Arculus R.J., Pearce J.A., Van der Laan S.R. (1992) Trace-element geochemistry of volcanic rocks from site 786: the Izu-Bonin forearc. *Proc. Ocean Drilling Program: Sci. Results*, **125**, 211-235.
- Lavrent'ev Yu.G., Usova L.V. (2018) The sum of component concentrations as a quality indicator in X-ray electron probe microanalysis of minerals. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(11), 1461-1468. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.10.006>
- Nizametdinov I.R. (2022) Petrogenesis of post-caldera volcanic rocks of the Medvezhya caldera on Menshiy Brat volcano, Iturup island. PhD thesis abstract. Novosibirsk, IGM SO RAN, 23 p.
- Nizametdinov I.R., Kuz'min D.V., Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kulakov I.Y. (2019) Water in parental basaltic magmas of Menshiy Brat volcano (Iturup island, Kurile islands). *Doklady Earth Sci.*, **486**(1), 525-528. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486193-97>
- Nizametdinov I.R., Kuzmin D.V., Smirnov S.Z., Timina T.Y., Shevko A.Y., Gora M.P. (2017) The origin of high-magnesium Menshiy Brat volcano basalts (Medvezhya caldera, Iturup island). *Petrology of magmatic complexes*. Proceedings of the IX All-Russian Conference with International Participation. **9**. Tomsk, Tomsk Center for Scientific and Technical Information, 333-338.
- Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. (2009) Third ed., rev. and add. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 200 p.
- Putirka K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**(1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Simonov V.A. (1993) Petrogenesis of ophiolites (thermobarogeochemical studies). Novosibirsk, SO RAN OIGGM, 247 p. (In Russ.)
- Simonov V.A., Dobretsov N.L., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Borovikov A.A. (2021) Features of mineral crystallization at different stages of the magmatism evolution of the Gorely volcano (Kamchatka): data on melt and fluid inclusions. *Russ. Geol. Geophys.*, **62**(1), 83-108. <https://doi.org/10.2113/RGG20194100>
- Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Smirnov S.Z., Kotov A.A., Perepelov A.B., Karmanov N.S., Borovikov A.A. (2022) Conditions of ignimbrites formation on the Khangar volcano (Kamchatka): data on glasses and inclusions. *Dobretsov Readings: First-hand science*. Proceedings of the first All-Russian scientific conference dedicated to the memory of Academician of the Russian Academy of Sciences N.L. Dobretsov. Novosibirsk, SO RAN, 292-295. (In Russ.) <https://doi.org/10.53954/9785604782484>
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. (1994) Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *J. Petrol.*, **35**, 1183-1211.
- Sobolev A.V., Slutskii A.B. (1984) Composition and crystallization conditions of the Siberian meimechites initial melt in relation with general problem of ultrabasic magmas. *Geol. Geophys.*, (12), 97-110. (In Russ.)
- White L.T., Hall R., Armstrong R.A., Anthony J.B., Fadel M.B., Baxter A., Wakita K, Manning C., Soesilo J. (2017) The geological history of the Latimojong region of western Sulawesi, Indonesia. *J. Asian Earth Sci.*, **138**, 72-91. [dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.005](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.005)
- Yavuz F., Yıldırım D.K. (2018) A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, **87**(2), 149-172. <http://dx.doi.org/10.2451/2018PM787>
- Zhang X.R., Huang T.-N., Chung S.-L., Maulana A., Mawaleda M., Tien C.-Y., Lee H.-Y., Liu P.-P. (2022) Late Eocene subduction initiation of the Indian Ocean in the North Sulawesi Arc, Indonesia, induced by abrupt Australian plate acceleration. *Lithos*, **422-423**, 106742 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106742>

Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала

А. В. Масленникова¹, Д. А. Артемьев¹, Э. П. Зазовская², В. В. Дерягин³, В. О. Гулаков¹,
Н. В. Удачин¹, П. Г. Аминов¹, В. Н. Удачин^{1,4}

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: adenophora@inbox.ru

²Институт географии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 29

³Южно-Уральский государственный гуманитарно-педагогический университет, 454080, г. Челябинск, пр. Ленина, 69

⁴Южно-Уральский государственный университет, 454080, г. Челябинск, пр. Ленина, 76

Поступила в редакцию 10.10.2022 г., принята к печати 02.03.2023 г.

Объект исследования. Колонка донных отложений оз. Сабакты как архив данных об обстановках осадконакопления голоцена и позднеледниковья Южного Урала. **Цель исследования.** Получение модели множественной регрессии, позволяющей выполнять количественные реконструкции электропроводности вод на основе геохимии донных отложений озер, и реконструкция обстановок осадконакопления в позднеледниковье и голоцене на основе изучения геохимической летописи донных отложений оз. Сабакты. **Материал и методы.** Для получения модели множественной регрессии определены коэффициенты корреляции Пирсона между содержанием химических элементов в донных отложениях и гидрохимическими данными 107 озер Южного и Среднего Урала с последующим регрессионным анализом. Основой для реконструкций обстановок осадконакопления послужили результаты ускорительной масс-спектрометрии (AMS ¹⁴C), определения активности изотопа ²¹⁰Pb, данные анализа содержания химических элементов и органического вещества в донных отложениях оз. Сабакты. **Результаты.** Получены три уравнения множественной регрессии с использованием концентрации Na, Ca, Li и Sr для реконструкции электропроводности вод. Выявлено, что в холодных и сухих условиях позднеледниковья (>12 тыс. календарных лет назад) оз. Сабакты представляло собой слабосоленоватый водоем. Переход от позднеледниковья к голоцену (12–11.6 тыс. к.л.н.) сопровождался увеличением продуктивности слабосоленоватого озера. В раннем (11.6–8.2 тыс. к.л.н.) и среднем (8.2–4.2 тыс. к.л.н.) голоцене определены колебания электропроводности вод, связанные с вариацией увлажнения и чередованием потеплений и похолоданий климата. В позднем голоцене (4.2 тыс. к.л.н. – настоящее время) на фоне гумидизации климата произошло опреснение озера. **Выводы.** Предложенные модели множественной регрессии дают возможность быстрых количественных реконструкций электропроводности и особенно актуальны для отложений позднеледниковья – начала голоцена, имеющих незначительное количество микрофоссилий. Геохимическая летопись оз. Сабакты отражает глобальные и региональные климатические осцилляции и характеризуется большей информативностью в сравнении с геохимическими летописями лесных озер Южного Урала. Установлено снижение электропроводности оз. Сабакты около 7.9 и 4.2 тыс. к.л.н., что совпадает с данными для других озер Урала.

Ключевые слова: донные отложения, электропроводность воды, обстановки осадконакопления, позднеледниковье, голоцен, Южный Урал, количественная реконструкция, геохимия донных отложений, озеро

Источник финансирования

Анализ геохимии донных отложений оз. Сабакты, реконструкции параметров воды, стадий развития озера в голоцене и позднеледниковье выполнен при поддержке Российского научного фонда (грант № 21-17-00071, <https://rscf.ru/project/21-17-00071/>). Геохимическая модель множественной регрессии для количественных реконструкций электропроводности воды разработана в рамках государственного задания Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН

Для цитирования: Масленникова А.В., Артемьев Д.А., Зазовская Э.П., Дерягин В.В., Гулаков В.О., Удачин Н.В., Аминов П.Г., Удачин В.Н. (2023) Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала. *Литосфера*, 23(3), 410-429. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-410-429>

For citation: Maslennikova A.V., Artemiev D.A., Zazovskaia E.P., Deryagin V.V., Gulakov V.O., Udachin N.V., Aminov P.G., Udachin V.N. (2023) Geochemical record of Lake Sabakty: Electrical conductivity and reconstruction of the Lateglacial and Holocene environments in the Southern Urals (Russia) steppe. *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 410-429. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-410-429>

© А.В. Масленникова, Д.А. Артемьев, Э.П. Зазовская, В.В. Дерягин, В.О. Гулаков, Н.В. Удачин, П.Г. Аминов, В.Н. Удачин, 2023

Geochemical record of Lake Sabakty: Electrical conductivity and reconstruction of the Lateglacial and Holocene environments in the Southern Urals (Russia) steppe

Anna V. Maslennikova¹, Dmitry A. Artemiev¹, Elya P. Zazovskaia², Vladimir V. Deryagin³, Vasily O. Gulakov¹, Nikolay V. Udachin¹, Pavel G. Aminov¹, Valery N. Udachin^{1,4}

¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy, Ilmeny Reserve Area, Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia, e-mail: adenophora@inbox.ru

²Institute of Geography, RAS, 29 Staromonetnyi lane, Moscow 119017, Russia

³South Ural State Humanitarian Pedagogical University, 69 Lenin st., Chelyabinsk 454080, Russia

⁴South Ural State University, 76 Lenin st., Chelyabinsk 454080, Russia

Received 10.10.2022, accepted 02.03.2023

Research subject. The Lake Sabakty sediments core, as a source of data on the Holocene and Lateglacial environments in the Southern Urals. **Aim.** To obtain a multiple regression model for quantitative reconstructions of the electrical conductivity of water based on the geochemistry of lake sediments and to reconstruct the Late Glacial and Holocene environments based on the study of the Lake Sabakty geochemical record. **Materials and methods.** After determination of correlations between the content of chemical elements in lake sediments and hydrochemical parameters of 107 Ural lakes, multiple regression models were obtained. Reconstructions were performed based on the results obtained by accelerator mass spectrometry (AMS ¹⁴C), ²¹⁰Pb activity determination, and an analysis of chemical elements and organic matter contents in the sediment core. **Results.** Three multiple regression models using the concentrations of Na, Ca, Li, and Sr were obtained for electrical conductivity of water reconstruction. In the cold and dry Lateglacial (>12.0 ka cal BP), Lake Sabakty was a slightly brackish reservoir. During the transition from the Lateglacial to the Holocene (12–11.6 ka cal BP), the Lake Sabakty became more productive. In the Early (11.6–8.2 ka cal BP) and Middle (8.2–4.2 ka cal BP) Holocene, the electrical conductivity of water varied under the action of fluctuations in effective moisture. In the Late Holocene (4.2 ka cal BP – present), the Lake Sabakty became less saline due to an increase in effective moisture. **Conclusions.** The proposed multiple regression models enable rapid quantitative reconstructions of the electrical conductivity of water, which are particularly relevant for Lateglacial–Early Holocene sediments with a low number of microfossils. The Lake Sabakty geochemical record reflects global and regional climatic fluctuations, being more informative compared to the geochemical records of forest lakes in the Southern Urals. The decrease in the electrical conductivity of water of Lake Sabakty of approximately 7.9 and 4.2 ka cal BP coincides with similar data for several other lakes in the Urals.

Keywords: lake sediments, electrical conductivity, environments, Lateglacial, Holocene, Southern Urals, quantitative reconstruction, geochemistry of lake sediments, lake

Funding information

The geochemical analysis of Lake Sabakty sediments and reconstructions of its parameters, stages of its development in the Holocene and Lateglacial were supported by the Russian Science Foundation (Grant No. 21-17-00071, <https://rscf.ru/project/21-17-00071/>). The multiple regression model for quantitative reconstruction of electrical conductivity based on geochemical data was developed with the State Contract of South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences support

Acknowledgements

The authors express gratitude to M.N. Malyarenok, G.F. Lonshchakova, L.G. Udachina, L.B. Lapshina, N.V. Sharshuyeva, P.A. Karionova for their assistance in analyzing the sediments and waters of the studied lakes.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно многолетнему исследованию озер Южного и Среднего Урала, минерализация озерных вод, так же как и их электропроводность (electrical conductivity, ЕС), зависит от климатического фактора, возрастая с запада на восток и с севера на юг с уменьшением коэффициента увлажнения тер-

ритории (Андреева, 1973). Климат влияет на электропроводность и минерализацию вод озер через изменение количества осадков, испарения, притока подземных вод. Реконструкция электропроводности или минерализации озерных вод позволяет получить информацию о чередовании фаз гумидизации и аридизации климата в прошлом. Для данной цели часто используют микропалеонтологические

исследования, основанные на качественных или количественных реконструкциях по диатомовым водорослям (Fritz et al., 2013), хирономидам (Zhang et al., 2007) или цистам хризодит (Zeeb, Smol, 1995). Основными недостатками данных методов являются трудоемкость микропалеонтологического анализа, а также реакция сообществ организмов не только на изменение электропроводности, но и на другие факторы, такие как содержание биогенных элементов, температура, освещенность, что вносит искажение в полученный результат. Поэтому необходимо применение альтернативных способов реконструкции данного параметра. Одним из вариантов может быть использование данных о содержании элементов примесей и основных элементов в колонках донных отложений, а также разнообразных геохимических модулей (Liu, Cao, 1984; Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005; Liu et al.; 2002; Sun et al., 2010; Zou et al., 2021). Успешность применения геохимических индексов для озер зависит от многих факторов, в том числе от состава пород водосбора и особенностей биохомогенных процессов в озерах. На основе изучения 56 озер Южного Урала был получен региональный индикатор минерализации озер ($MM = LOI_{950^{\circ}C} / LOI_{550^{\circ}C}$) (Масленникова и др., 2018). Однако из-за малого градиента минерализации, который охватывался выборкой из 56 озер, данный индекс может быть применим к ограниченному количеству озер – с пониженной минерализацией. Поэтому первой целью данного исследования является получение модели множественной регрессии на основе геохимических данных 107 озер Урала, имеющих широкую вариацию минерализации и электропроводности.

Палеорекострукции голоцена Южного Урала необходимы не только для понимания закономерностей осцилляций континентального палеоклимата, но и для археологических исследований. Изучение торфяных разрезов (Панова, 1982), колонки донных отложений озер (Давыдова, 1978; Хомутова, 1995; Maslennikova, 2020), отложений пещер (Lapteva, Korona, 2012), палеопочв (Khokhlova et al., 2018; Prikhod'ko et al., 2013; Stobbe et al., 2016; Ivanov et al., 2019) Южного Урала выявили противоречия в заключениях о чередовании периодов гумидизации и аридизации климата на данной территории. Они могут быть связаны с ошибочными интерпретациями, недостатками используемых методов реконструкции, количеством и качеством радиоуглеродных датировок, а также с неоднородностью климатических условий на Южном Урале. Палеолимнологические исследования позволяют проводить непрерывные реконструкции различных параметров палеосреды на основе использования комплекса методов. К настоящему моменту количественные и качественные реконструкции изменения параметров озер выполнены для позднеледниковья и всего голоцена горно-лесной зоны

Южного и Среднего Урала (Масленникова и др., 2014; Maslennikova, Udachin, 2017; Maslennikova, 2020; Maslennikova, 2022). Для границы степной и горно-лесной зон получены первые данные минералогического исследования колонки донных отложений, отобранной в восточной части оз. Сабакты (Kuzina et al., 2022). Для колонки донных отложений оз. Банное, расположенного вблизи оз. Сабакты, опубликованы первые геохимические и гранулометрические данные (Yusupova et al., 2022). Количественные реконструкции выполнены только для оз. Талкас (Maslennikova, 2020), расположенного в 80 км к югу от оз. Сабакты. Между тем колонка донных отложений оз. Талкас охватывает период не более 6 тыс. к.л.н. Поэтому второй целью данной работы является изучение геохимии колонки донных отложений оз. Сабакты, отражающей озерный седиментогенез в течение более чем 12 тыс. к.л.н., и получение количественных данных об электропроводности озерных вод для реконструкции обстановки осадконакопления голоцена и позднеледниковья горных степей Южного Урала.

Озеро Сабакты

Озеро Сабакты (55°61' с.ш. 58°66' в.д., 436 м над уровнем моря) расположено на восточном макросклоне Южного Урала на границе степной и горно-лесной зоны в 30 км к северо-западу от г. Магнитогорска. Площадь водного зеркала – 2.16 км², средняя глубина – 2.9 м, максимальная глубина – 6.7 м (Андрева, 1973). Озеро Сабакты является бессточным с прозрачностью, варьирующей от 2.5 до 4.5 м глубины по диску Секки. Вода в озере гидрокарбонатная, магниевая-кальциевая, пресная, с минерализацией и электропроводностью, изменяющимися от 218 до 260 мг/л и от 198 до 260 мкСм/см соответственно. Породы водосбора представлены вулканитами мукасовской, карамалатышской, ирендыкской свит преимущественно апориолитового состава (Князев и др., 2013).

База данных озер Южного и Среднего Урала

Для получения возможности количественной реконструкции электропроводности с помощью модели множественной регрессии проанализированы вода и донные отложения 107 озер Свердловской, Челябинской, Курганской областей, а также Республики Башкортостан (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые работы

В начале апреля 2017 г. на глубине 6.8 м со льда была отобрана колонка донных отложений оз. Сабакты мощностью 1.68 м (табл. 1). Неконсолиди-

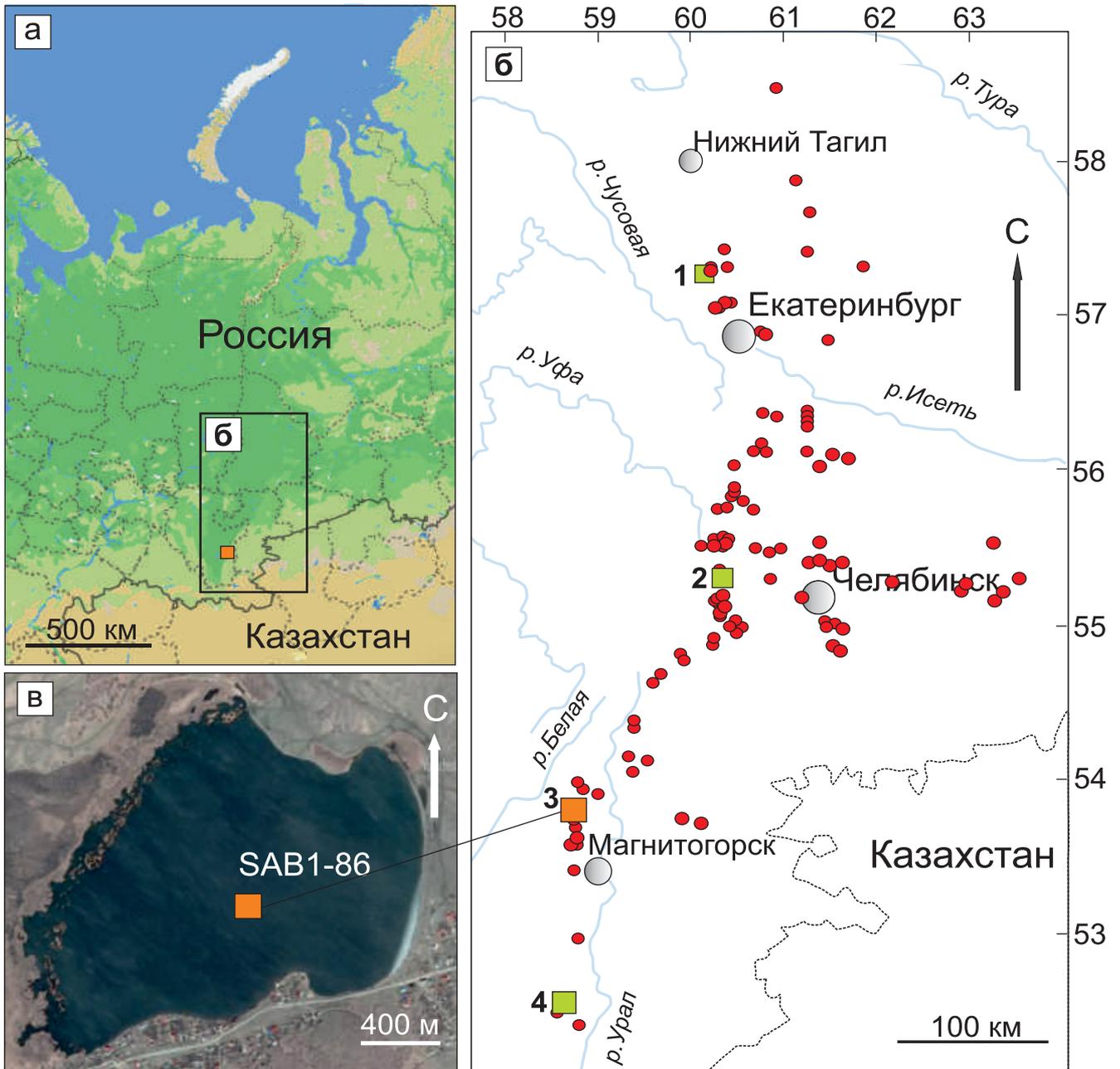


Рис. 1. Расположение исследуемого региона (а) и озер (б), спутниковый снимок оз. Сабакты и место отбора колонки донных отложений SAB1-86 (в).

Кружки – озера базы данных поверхностных озерных отложений Южного и Среднего Урала, квадраты – озера, для которых проведены количественные реконструкции электропроводности воды в голоцене: 1 – Таватуй, 2 – Сырыткуль, 3 – Сабакты, 4 – Талкас.

Fig. 1. The location of the studied region (a) and lakes (б), the Lake Sabakty satellite image and a place of the lake sediments core SAB1-86 selection (в).

Circles – lakes of the Southern and Middle Urals surficial lake sediments and water database, squares – lakes with electrical conductivity reconstructions: 1 – Lake Tavatui, 2 – Syrytkul, 3 – Sabakty, 4 – Talkas.

рованные донные отложения оз. Сабакты отбирались с помощью стратометра С1, остальную часть колонки извлекали поршневой трубкой с гидро-

затвором. Интервал отбора проб составлял 2 см. Поверхностные отложения 107 озер отбирались с помощью стратометра С1. Для анализа химиче-

Таблица 1. Строение колонки донных отложений оз. Сабакты**Table 1.** Description of the Lake Sabacty sediments core

Номер	Интервал, см	Описание	Возраст, к.л.н.
1	0–11	Неконсолидированный неоднородный буровато-оливковый сапропель с черными пятнами	–67–273
2	11–70	Консолидированный буровато-оливковый однородный сапропель	273–5122
3	70–83	Консолидированный буровато-оливковый однородный сапропель детритовой текстуры с остатками гидрофитов и остракодами	5122–6036
4	83–95	Консолидированный светло-буро-оливковый слоистый сапропель	6036–7045
5	95–129	Сильно консолидированный однородный буровато-оливковый сапропель с редкими макроостатками	7045–10870
6	129–135	Серо-оливковый сапропель с темными слоями с макрофитами и раковинами перловицы	10 870–11 500
7	135–150	Глинистый сапропель с плавным переходом цвета от серо-оливкового до палевого	11 500–12 064
8	150–155	Щебнистый горизонт (обломки щебня до 20 мм)	>12 064
9	155–168	Серовато-сизая глина	

ского состава использовался поверхностный слой (0.5–1 см) озерных отложений. Электропроводность вод определялась с помощью портативного кондуктометра HI 8733. Пробы воды 107 озер для гидрохимического анализа отбирались на глубине 0.3–0.5 м от поверхности воды в 2014–2021 гг. Отбор проб воды и поверхностных слоев озерных отложений проводился с борта лодки ПВХ в месте максимальной или средней глубины озер.

Гидрохимический анализ

Аналитические работы проведены в центре коллективного пользования ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (Аттестат аккредитации № ААС.А.00330). Анализ катионов и анионов в воде выполнен в соответствии с традиционными методами гидрохимического анализа: сульфаты – гравиметрическим методом осаждения с $BaCl_2$; хлориды – титрованием с $AgNO_3$; Ca, Mg – атомно-абсорбционным методом в режиме ацетилен–воздух, K и Na – атомно-абсорбционным методом в эмиссионном режиме (Perkin Elmer 3110, США). Содержания фосфатов и минеральных азотсодержащих веществ в воде установлены фотометрическим методом. Содержание общего фосфора в воде измерено фотометрически после окисления персульфатом. Определение общего азота и углерода проводилось на анализаторе Toraz NC, принцип действия которого основан на высокотемпературном термокаталитическом окислении соединений азота и углерода, содержащихся в пробе воды, с последующим детектированием окислов элементов и вычислением исходного содержания в пробе всех форм соединенного азота и углерода.

Анализ химического состава донных отложений озер

Для установления содержания химических элементов в донных отложениях 107 озер использовался силикатный анализ из малых навесок массой 1.2 г по общепринятой методике (Унифицированные методы..., 1979). Содержание элементов-примесей в донных отложениях 107 озер определялось с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) (16 образцов) на масс-спектрометре Agilent 7700x, соединенном с лазерной приставкой New Wave Research UP-213 с Nd: YAG 213 нм лазером. Колонка донных отложений оз. Сабакты (86 образцов) проанализирована с помощью ЛА-ИСП-МС. Подробности методики ИСП-МС и ЛА-ИСП-МС описаны в работе А.В. Масленниковой с соавторами (Maslennikova et al., 2020). Для оценки содержания органического вещества использовался метод определения потерь при прокаливании (LOI) (Heiri et al., 2001).

Хронология

Хронология колонки донных отложений оз. Сабакты определена на основе AMS ^{14}C 12 образцов в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) (табл. 2). Расчет календарного возраста произведен с помощью калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020). Абсолютный возраст донных отложений и скорости осадконакопления верхней части колон-

Таблица 2. Данные AMS ^{14}C датирования донных отложений оз. Сабакты

Table 2. AMS ^{14}C measurements from Lake Sabackty

Полевой номер	Лабораторный номер	Глубина, см	Датированный материал	AMS ^{14}C возраст, ^{14}C л.н.	Калиброванный возраст, к.л.н.
SAB 18	IGAN _{AMS} 9361	31–33	ТОС	1340 ± 20	1178–1300
SAB 23	IGAN _{AMS} 7961	41–43	ТОС	2045 ± 20	1927–2094
SAB 28	IGAN _{AMS} 9362	51–53	ТОС	2795 ± 25	2794–2961
SAB 32.1	IGAN _{AMS} 7962	59–61	ТОС	3995 ± 25	4415–4522
SAB 32.2	IGAN _{AMS} 7963	59–61	Раст. остатки	3975 ± 25	4359–4522
SAB 42	IGAN _{AMS} 7964	79–81	ТОС	5080 ± 20	5749–5905
SAB 56.1	IGAN _{AMS} 7965	106–108	ТОС	7345 ± 25	8031–8192
SAB 56.2	IGAN _{AMS} 7966	106–108	Раст. остатки	7260 ± 25	8012–8170
SAB 64	IGAN _{AMS} 9363	121–123	ТОС	8910 ± 30	9907–10 182
SAB 75.1	IGAN _{AMS} 7967	139–141	ТОС	10 260 ± 30	11 823–12 420
SAB 75.2	IGAN _{AMS} 7968	139–141	Раст. остатки	10 290 ± 30	11 833–12 439
SAB 80	IGAN _{AMS} 7969	149–150	ТОС	10 310 ± 30	11 937–12 451

Примечание. Интервал калиброванного возраста приведен с 95.4%-й вероятностью. ТОС – общий органический углерод.

Note. Calibrated ages are given with 95.4% probability. TOC – total organic carbon.

ки донных отложений определены с помощью радиоактивного изотопа ^{210}Pb . Время накопления до нижней границы слоя вычислялось с помощью модели постоянного потока (CRS) (Appleby, Oldfield, 1978) (табл. 3). Вся хронологическая информация включена в модель возраст–глубина, построенную в программном комплексе Bacon (version 2.2) (Blaauw, Christen, 2011) (рис. 2).

Статистический анализ

Статистический анализ выполнен в программе Statistica 10.0. Он включает в себя корреляционный и множественный регрессионный анализ. Все данные химического анализа донных отложений и гидрохимического анализа (кроме pH) прологарифмированы для приведения к нормальному распределению. С помощью расчета коэффициентов корреляции Пирсона (R) определены взаимосвязи между гидрохимией и составом донных отложений. Химические элементы донных отложений, имеющие коэффициент корреляции с гидрохимическими параметрами более 0.5, использованы в множественном регрессионном анализе. В конечную модель включены только переменные с высоким уровнем значимости ($p < 0.05$). Для проверки надежности модели применены анализ остатков, критерии Стьюдента и Фишера, оценка корреляции реальных и предсказанных величин. Для выделения геохимических ассоциаций по данным анализа колонки донных отложений оз. Сабакты выполнен корреляционный и кластерный анализ (евклидово расстояние, метод полной связи).

Построение графиков и выделение зон

Геохимические зоны для колонки донных отложений оз. Сабакты определены с помощью стратиграфически связанного кластерного анализа в программе Tilia (Grimm, 1991). Диаграммы рассеяния построены в программе Statistica 10.0, а стратиграфические диаграммы получены с использованием программного обеспечения C2 (Juggins, 2007).

РЕЗУЛЬТАТЫ

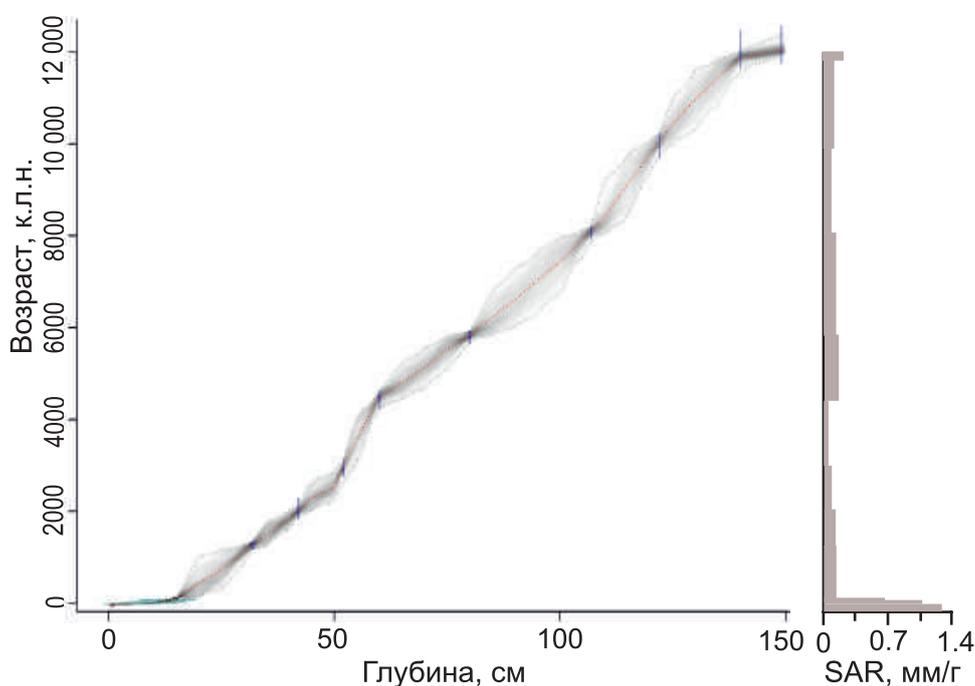
Построение модели множественной регрессии и оценка ее надежности

В результате вычисления корреляций между гидрохимическими параметрами, включающими в себя анионно-катионный состав воды, pH, ЕС, минерализацию, общий фосфор, азот, органический углерод, перманганатную окисляемость, фосфаты, нитраты, нитриты, аммонийный азот, и содержанием химических элементов в 115 образцах донных отложений 107 озер Южного и Среднего Урала установлена значимая положительная связь электропроводности вод и связанных с ней переменных (Cl^- , Na^+ , HCO_3^- , минерализации) с Li, Sr, Mg, Ca и Na в донных отложениях. После проверки на мультиколлинеарность выполнен множественный регрессионный анализ. В результате получено три модели (табл. 4).

Наилучшими параметрами (наименьшей среднеквадратической ошибкой регрессии и наибольшим коэффициентом детерминации (R^2)) обладает модель Li–Na–Ca:

Таблица 3. Удельная активность избыточного ^{210}Pb и возраст отложений верхней части колонки оз. Сабакты, рассчитанный по CRS-модели**Table 3.** ^{210}Pb excess measurements and CRS ages of the Lake Sabakty core upper part

Номер пробы	Интервал, см	Удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{избыт}}$ Бк/кг	CRS-возраст	Время накопления до нижней границы слоя по модели CRS, лет	Скорость седиментации до нижней границы слоя, мм/г
SAB 1-3	0–5	179 ± 36	1978	38	1.33
SAB 4-5	5–9	56 ± 11	1945	71	1.27
SAB 6	9–11	17 ± 4	1928	88	1.26
SAB 7-8	11–13	18 ± 5	1888	128	1.01
SAB 9-10	13–17	11 ± 3	1743	273	0.62
SAB 11-12	17–21	6 ± 3	–	–	–

**Рис. 2.** Модель возраст–глубина колонки донных отложений оз. Сабакты, полученная с помощью программного комплекса Bacon (версия 2.0) (Blaauw, Christen, 2011).

Пунктирная центральная кривая соответствует “наилучшей” модели, построенной на основе среднего взвешенного возраста. Затенение вокруг центральной кривой показывает все возможные модели возраст–глубина. SAR – скорость осадконакопления.

Fig. 2. Age-depth model of the Lake Sabakty sediment core produced by the Bacon software package (Blaauw, Christen, 2011).

Stippled central curve shows single “best” model based on the weighted mean age for each depth, grey shading indicates all likely age–depth models.

$$\lg EC = 0.49\text{Li} + 0.61\text{Na} + 0.66\text{Ca} - 3.1.$$

Однако, чтобы иметь возможность реконструировать электропроводность отдельно по данным содержания основных элементов и элементов-примесей, получены модели Na–Ca и Li–Sr:

$$\begin{aligned} \lg EC &= 0.84\text{Na} + 0.65\text{Ca} - 3.31, \\ \lg EC &= 0.73\text{Li} + 0.77\text{Sr}. \end{aligned}$$

Для модели Li–Sr удален свободный член уравнения, имеющий уровень значимости, превышающий 0.05. Поэтому в данном случае коэффициент

Таблица 4. Результаты множественной регрессии

Table 4. Regression summary of dependent variable

Чл. ур.	Бета	SD(Бета)	b	SD(b)	t	p-value
Модель Li–Na–Ca (RMSE = 0.35 lg мкСм см ⁻¹ , R ² = 0.69)						
Intercept	–	–	–3.1	0.43	–7.2	0.007 ⁻⁸
Li, г/т	0.24	0.070	0.49	0.14	3.4	0.0009
Na, г/т	0.41	0.073	0.61	0.11	5.7	0.001 ⁻⁴
Ca, г/т	0.41	0.057	0.66	0.09	7.3	0.005 ⁻⁸
Модель Na–Ca (RMSE = 0.37 lg мкСм см ⁻¹ , R ² = 0.65)						
Intercept	–	–	–3.31	0.44	–7.5	0.002 ⁻¹¹
Na, г/т	0.57	0.06	0.84	0.09	9.5	0.004 ⁻¹³
Ca, г/т	0.41	0.06	0.65	0.09	6.9	0.003 ⁻⁷
Модель Sr–Li (RMSE = 0.39 lg мкСм см ⁻¹)						
Li, г/т	0.33	0.06	0.73	0.13	5.69	0.001 ⁻⁴
Sr, г/т	0.67	0.06	0.77	0.07	11.66	0.004 ⁻¹⁸

Примечание. Intercept – свободный член уравнения (чл. ур.) регрессии; Бета – стандартизованный коэффициент регрессии; SD – стандартная ошибка; b – коэффициент регрессии; t – статистика, оценивающая значимость коэффициентов уравнения регрессии; RMSE – среднеквадратическая ошибка регрессии; R² – коэффициент детерминации; p-value – уровень значимости.

Note. Intercept – constant in regression equation; Бета – standardized coefficient in multiple regression; SD – standard deviation; b – coefficient of regression; t – statistic evaluating significance of equation coefficients; RMSE – root-mean-square error; R² – coefficient of determination; p-value – level of significance.

детерминации не может применяться при сравнении с другими моделями. В результате анализа остатков всех трех моделей сделан вывод об их нормальном распределении и отсутствии зависимости от предсказанных значений. Установлено, что величины критерия Фишера и t-статистик для коэффициентов регрессии превышают свои табличные значения для имеющихся степеней свободы.

При сравнении количественных реконструкций электропроводности, полученных на основе диатомовой трансферной функции (для озер Сырыткуль, Уфимское и Талкас) (Maslennikova, 2020) и уравнения множественной регрессии с использованием данных геохимии донных отложений, установлена сильная корреляция между реконструированными величинами электропроводности (рис. 3). Отмечена сильная взаимосвязь между реальными и предсказанными значениями электропроводности вод независимой выборки из 13 озер (рис. 4).

Реконструкция изменений электропроводности оз. Сабакты

Установлена сильная корреляция (R = 0.9–1.0) между результатами реконструкций электропроводности по колонке донных отложений, полученными при использовании всех трех моделей (рис. 5). С помощью модели Ca–Na выявлены наиболее близкие к реальным значения электропроводности, определенные по самому верхнему об-

разцу донных отложений оз. Сабакты. Поэтому при оценке абсолютных величин электропроводности использована модель Ca–Na. Различие реальных и реконструированных величин находится в пределах среднеквадратических ошибок моделей. Классификация озер на основе электропроводности воды (Stewart, Kantrud, 1971) предполагает разделение на следующие группы: пресноводные озера (<500 мкСм/см), слегка солоноватые (500–2000 мкСм/см), среднесолоноватые (2000–5000 мкСм/см), солоноватые (5000–15 000 мкСм/см) и соленые (>15 000 мкСм/см).

Согласно реконструированным абсолютным значениям, оз. Сабакты в течение своей истории изменялось от слегка солоноватого до пресного. Электропроводность озерной воды до 11.1 тыс. к.л.н. варьировалась незначительно и составляла ≈1200 мкСм/см. После резкого снижения до средних значений 450 мкСм/см примерно 11.1 тыс. к.л.н. электропроводность вновь возросла около 9.0–8.2 тыс. к.л.н., достигнув значения 1900 мкСм/см примерно 8.7 тыс. к.л.н. (см. рис. 5). После резкого снижения электропроводности до 280 мкСм/см около 8.1–7.9 тыс. к.л.н. снова наступил период относительной стабильности со средним значением электропроводности, равным 1200 мкСм/см. Электропроводность примерно 5.1–4.7 тыс. к.л.н. вновь снизилась – до 530 мкСм/см. Последовавший затем небольшой рост сменился плавным спадом около 4.2 тыс. к.л.н. с достижением минимальных значений 140 мкСм/см

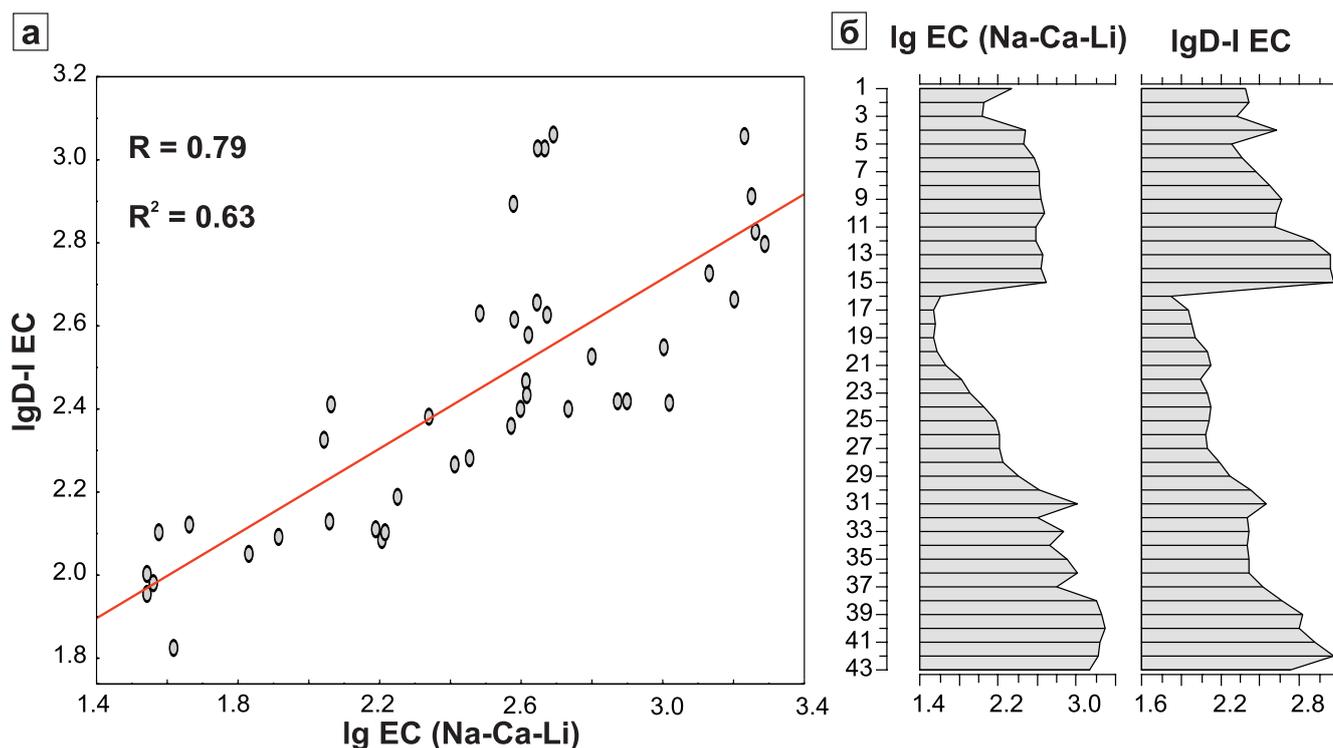


Рис. 3. Корреляция (а) и графики (б) логарифмически трансформированных значений электропроводности, реконструированных на основе данных диатомового (lgD-I EC) и геохимического lgEC (Na-Ca-Li) анализа донных отложений голоцена Урала.

По оси ординат на рис. 3б указаны порядковые номера образцов донных отложений. Зд. и далее EC – электропроводность вод.

Fig. 3. Correlation (a) and graphs (б) of logarithmically transformed values of electrical conductivity reconstructed on the basis of data from diatom (lgD-I EC) and geochemical (lgEC (Na-Ca-Li) analysis of Holocene lake sediments of the Urals.

The ordinate axis on Fig. 3б shows the ordinal numbers of lakes sediments samples. Hereafter, the EC is the electrical conductivity of waters.

примерно 1.1–0.3 тыс. к.л.н. Затем наблюдалось постепенное возрастание электропроводности до современных значений. Однако анализ одного образца, соответствующего началу XX в., показал кратковременный спад электропроводности.

Геохимия колонки донных отложений оз. Сабакты

На основе кластерного анализа матрицы коэффициентов корреляции Пирсона выделено несколько геохимических ассоциаций, которые можно использовать для реконструкции обстановок осадконакопления. Первая ассоциация включает в себя Ti, Th, Nb, Zr, PЗЭ, Li, V и Al. Согласно предыдущим исследованиям (Масленникова и др., 2016), данные элементы коррелируют с содержанием аллотигенных минералов (кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит), связанных с терригенным сносом. Содержания Ti, Zr, и некоторых PЗЭ

могут быть завышены при ЛА-ИСП-МС анализе (Maslennikova et al., 2020). На концентрацию других элементов данной ассоциации в различные периоды развития озер существенное влияние могли оказывать другие факторы. Так, например, содержание Li в донных отложениях озер Среднего и Южного Урала имеет сильную связь с минерализацией и электропроводностью воды. Поэтому для оценки средней доли терригенной компоненты использованы только содержания Th, Nb и La. За основу взят способ расчета, примененный для водоемов Сибири (Леонова, Бобров, 2012). Вторая ассоциация, включающая в себя Ca, Sr и Mn, связана с интенсивностью карбонатакопления в донных отложениях (Масленникова и др., 2014, 2016). Третья ассоциация объединяет некоторые халькофильные элементы (Pb, Sn, Sb, Cu и Zn). В доиндустриальном периоде эти химические элементы коррелируют с терригенной ассоциацией. В индустриальном периоде содержание халькофильных

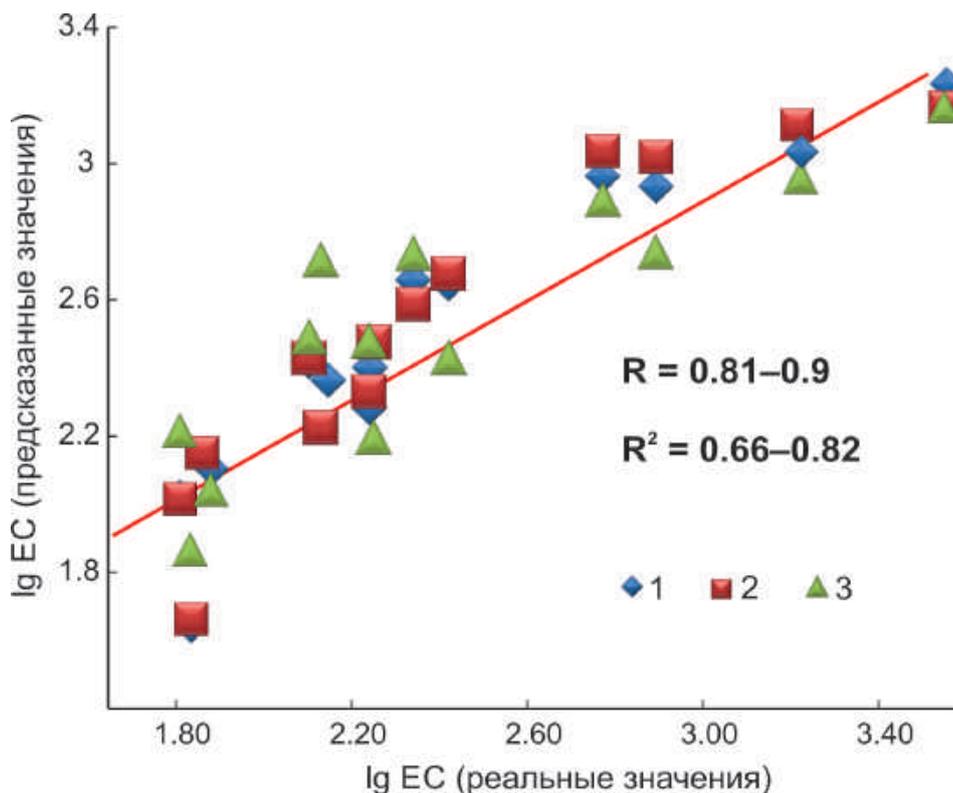


Рис. 4. Диаграмма рассеяния, показывающая корреляцию между реальными и предсказанными тремя моделями значениями электропроводности озер Урала из независимой выборки, состоящей из 13 озер.

1 – EC (Na-Ca-Li), 2 – EC (Ca-Na), 3 – EC (Li-Sr).

Fig. 4. A scatterplot showing the correlation between the real and predicted values of the electrical conductivity of the Ural lakes from an independent statistical sample consisting of 13 lakes.

1 – EC (Na-Ca-Li), 2 – EC (Ca-Na), 3 – EC (Li-Sr).

элементов резко возрастает (особенно Pb). Концентрации Cu и Zn в индустриальном периоде повышаются гораздо меньше.

Содержания остальных химических элементов в донных отложениях (например, U, Mo, Se, As и V) связаны с большим количеством факторов, и их интерпретация в каждом случае требуют отдельного исследования (Масленников и др., 2016; Масленникова и др., 2020). Поэтому для реконструкции обстановок осадконакопления голоцена по колонке донных отложений оз. Сабакты использованы только три первых ассоциации химических элементов.

На основе стратиграфически ограниченного кластерного анализа геохимических данных выделены зоны, которые в целом совпадали с границами литологических единиц колонки донных отложений (см. табл. 1, рис. 5). Однако некоторые литологические единицы вмещают несколько геохимических зон.

Серовато-сизая глина, накопленная более 12 тыс. к.л.н., характеризуется максимальной концентрацией Th, PЗЭ, Ti, Al, Li и минимальным содержа-

нием органического вещества (см. рис. 5, 6). Следующий за глиной щебнистый горизонт отличается уменьшением содержания этих элементов и возрастанием концентрации Na, Zr, V, Ca и Sr.

Глинистый сапропель конца позднеледниковья (12.0–11.5 тыс. к.л.н.) имеет повышенные содержания Ca, Sr, Mn и органического вещества и пониженные концентрации Na и Cl.

В серо-оливковом сапропеле (11.5–10.9 тыс. к.л.н.) содержание химических элементов терригенной ассоциации снижается, а процент органического вещества возрастает.

Для буровато-оливкового сапропеля с редкими макроостатками (10.9–7.0 тыс. к.л.н.) отмечается снижение содержаний Ca, Sr и Mn, за исключением интервалов 9.0–8.2 и 7.5–7.0 тыс. к.л.н. Для них выявлено уменьшение концентраций Th, PЗЭ, Ti, Al и Li. Содержание органического вещества продолжает увеличиваться.

Светло-буро-оливковый слоистый сапропель (7.0–6.0 тыс. к.л.н.) имеет максимумы Ca, Sr и Mn. Содержание элементов, связанных с терригенным

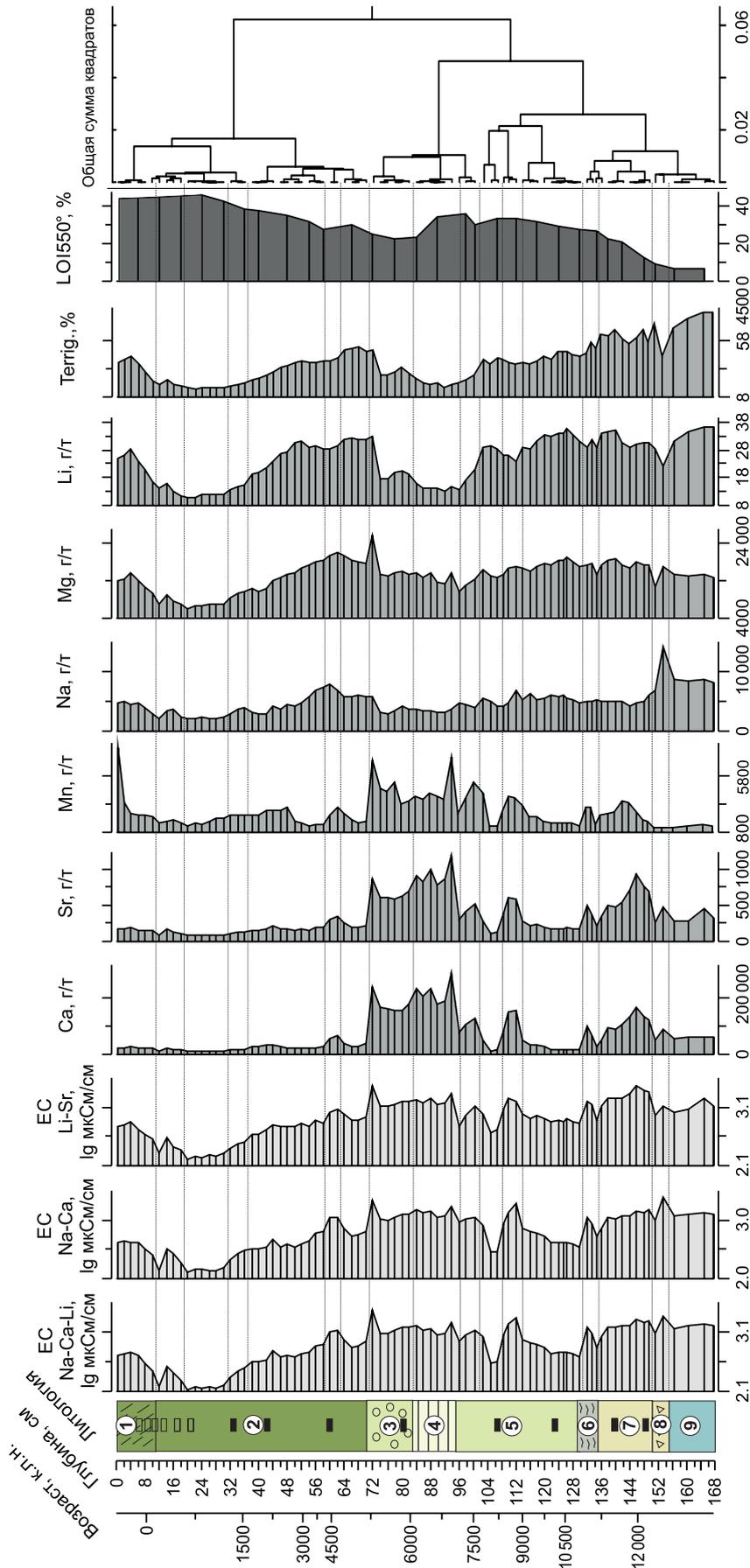


Рис. 5. Графики изменения электропроводности оз. Сабакты, концентраций химических элементов, доли терригенной компоненты (Terrig), органического вещества (LOI550°) в донных отложениях и дендрограмма кластерного анализа.

Описание литологии колонки донных отложений приведено в табл. 1. Черные прямоугольники – места отбора проб на радиоуглеродное датирование (см. табл. 2), пустые прямоугольники – места отбора проб на датирование путем анализа активности ²¹⁰Pb (см. табл. 3).

Fig. 5. Graphs of changes in the electrical conductivity of Lake Sabakty, the contents of chemical elements, the proportion of the terrigenous component, organic matter content (LOI550°) in lake sediments and a dendrogram of cluster analysis.

The lithology of the sediment core is described in Table 1. Black rectangles are the sampling sites for AMS14C-radiocarbon dating (see Table 2), empty rectangles – sampling sites for dating by analyzing the activity of ²¹⁰Pb (see Table 3).

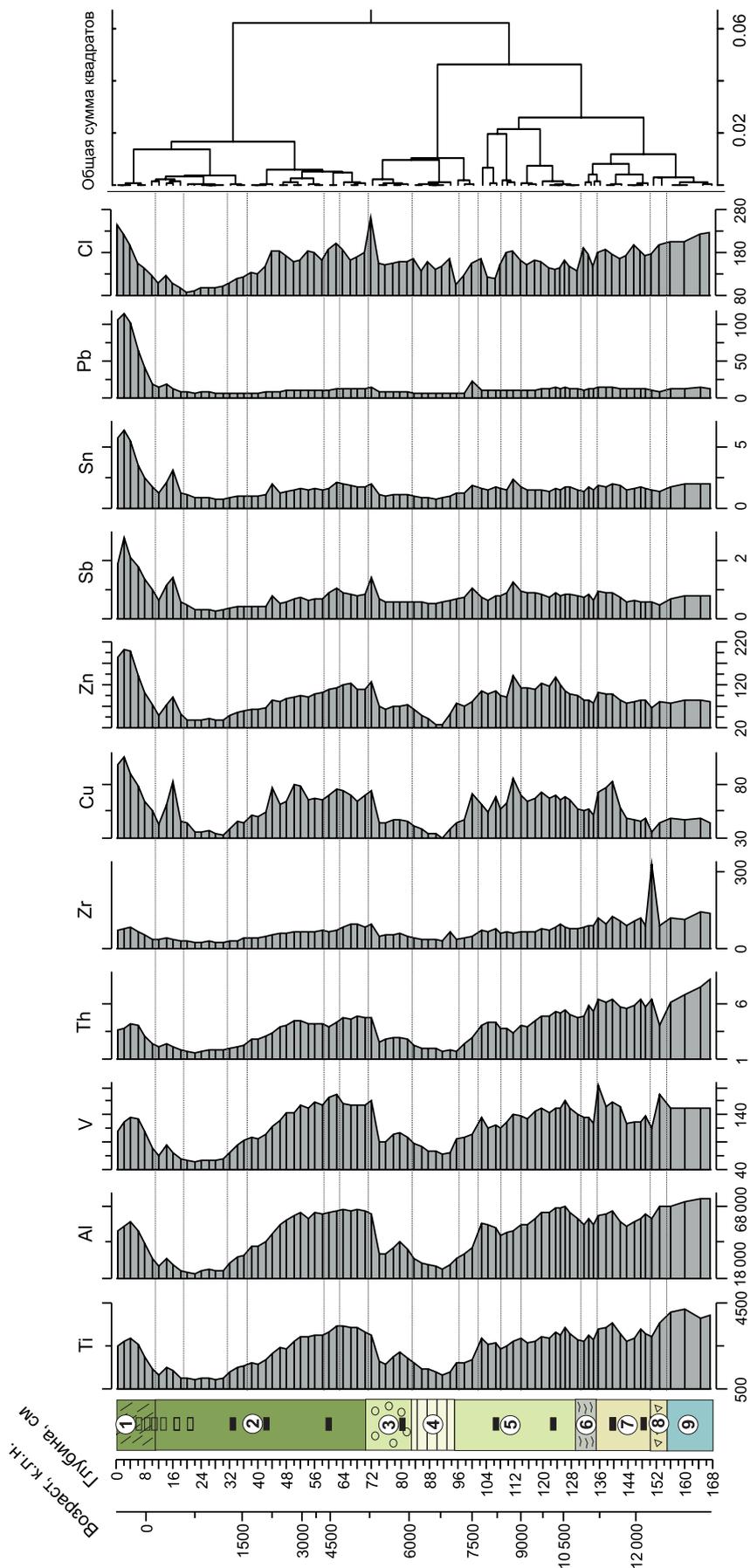


Рис. 6. Графики концентраций (г/г) элементов примесей в донных отложениях в оз. Сабакты и дендрограмма кластерного анализа. Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 6. Graphs of trace elements contents in the Lake sabakty sediments and dendrogram of cluster analysis. Explanations – see Fig. 5.

сносом, сокращается, однако доля органического вещества продолжает расти.

Буровато-оливковый сапропель с остатками гидрорифитов и остракодами, накопленный 6.0–5.1 тыс. к.л.н., отличается снижением содержания органического вещества, Ca, Sr и возрастанием роли Th, PЗЭ, Ti, Al и Li.

Буровато-оливковый однородный сапропель (5.1–0.3 тыс. к.л.н.) характеризуется увеличением содержания органического вещества и значительным снижением концентрации Ca и Sr. По концентрациям элементов терригенного сноса данный горизонт неоднороден: для интервала 5.1–2.2 тыс. к.л.н. свойственны повышенные концентрации Th, PЗЭ, Ti, Al и Li, а в интервале 1.1–0.3 тыс. к.л.н. содержания этих элементов достигают минимальных значений.

Неконсолидированный неоднородный буровато-оливковый сапропель, накопленный с 0.3 тыс. к.л.н. до 2017 г., характеризуется постепенным возрастанием содержания Th, PЗЭ, Ti, Al и Li. В донных отложениях, накопленных с середины XX в., значительно увеличиваются концентрации Cu, Zn, Pb, Bi, Sn и Sb. В донных отложениях конца XX в. их содержания достигают максимума.

ДИСКУССИЯ

Модели множественной линейной регрессии и надежность реконструкций электропроводности озерных вод

Полученные взаимосвязи содержаний Ca, Na, Mg, Li, K, Sr в донных отложениях с электропроводностью озерных вод объясняются не только накоплением этих элементов при повышении электропроводности озер, но и влиянием особенностей водосбора, связанных с составом его пород и типом ландшафта (Перельман, 1975).

Среднеквадратическая ошибка, оценивающая точность прогнозирования, для наших геохимических моделей ($RMSE = 0.35–0.39 \text{ IgmкСм/см}$) была выше, чем для диатомовой трансферной функции ($RMS = 0.18 \text{ IgmкСм/см}$) (Maslennikova, 2020). При включении в геохимическую модель только тех озер, которые были использованы при получении диатомовой трансферной функции, градиент электропроводности уменьшался, поэтому снижалась и среднеквадратическая ошибка, которая все равно оставалась относительно высокой ($RMSE = 0.27 \text{ IgmкСм/см}$). Коэффициент детерминации, оценивающий корреляцию предсказанных и реальных значений электропроводности, у геохимической модели был ниже ($R^2 = 0.65–0.69$), чем у диатомовой ($R^2 = 0.86$). Относительно высокая ошибка и более низкий коэффициент детерминации, вероятно, связаны с разнообразием пород водосборов озер Южного и Среднего Урала. Состав пород влияет

на соотношение Li, Ca, Na и Sr в донных отложениях озер, входящих в выборку, что может противоречить предложенным в моделях коэффициентам. Для получения наиболее адекватных результатов рекомендуется использовать несколько геохимических моделей для поверхностных озерных отложений, накопленных за последние несколько лет. Для реконструкций предлагается применять модель, предсказавшую значение электропроводности, наиболее близкое к реальному.

Несмотря на большую ошибку и меньшую корреляцию предсказанных и реальных значений у геохимической модели в сравнении с диатомовой трансферной функцией, возможность получения количественных данных об электропроводности озер по “немым”, не содержащим диатомовые водоросли и другие микрофоссилии, слоям донных отложений является преимуществом реконструкций именно на основе геохимических данных. Использование разных методов количественных реконструкций позволит избежать ошибок определения электропроводности, связанных с большим количеством факторов, влияющих как на диатомовые водоросли и другие группы микрофоссилий, так и на содержание химических элементов в донных отложениях.

Реконструкции обстановок осадконакопления в оз. Сабакты

Хронологические рамки периодов голоцена приведены по (Walker et al., 2012).

Позднеледниковье (>12 тыс. к.л.н.). Слабосоленоватый водоем в условиях холодного сухого климата

Согласно данным геохимического анализа и количественных реконструкций, более 12 тыс. к.л.н. озеро представляло собой слабосоленоватый водоем с повышенным содержанием катионов натрия и анионов хлора, что указывает на более сухой, чем в настоящее время, климат. Преобладание терригенной компоненты при пониженном содержании органического вещества свидетельствует о низкой продуктивности озерной экосистемы, что, вероятно, было связано с холодными климатическими условиями. Около 12.0–12.1 тыс. к.л.н. произошло событие, вызвавшее эрозию берегов и поступление грубообломочных осадков в озеро. Накопление серых, сизовато-серых сильно глинистых или глинисто-песчаных отложений в это время характерно и для озер лесной зоны Южного и Среднего Урала (Maslennikova, Udachin, 2017; Maslennikova, 2022). Кроме того, глинистые отложения с низким содержанием органического вещества формировались в условиях холодного арктического климата в озерах Европейской части России (Субетто, 2009).

*Переход от позднеледниковья к голоцену
(12–11.6 тыс. к.л.н.). Увеличение продуктивности
слабосоленоватого озера в условиях потепления
климата*

Озеро осталось слабосоленоватым, однако возрастает содержание органического вещества и карбонатов в донных отложениях, что может быть связано с увеличением продуктивности озера с последующим повышением значений рН и осаждением карбонатов, а затем накоплением неуспешной разложившейся органики. Подобные изменения могли произойти в результате потепления климата. Донные отложения изученных озер лесной зоны Южного и Среднего Урала, накопленные в этот период, очень разнообразны. Однако для всех характерен рост количества органического вещества и концентрации диатомовых створок в донных отложениях, что, наряду с изменениями в составе диатомовых комплексов, увеличением роли пыльцы древесных растений в спорово-пыльцевых спектрах, также свидетельствует о потеплении климата (Масленникова и др., 2016; Maslennikova et al., 2016).

*Ранний голоцен (11.6–8.2 тыс. к.л.н.).
Колебания электропроводности вод озера на фоне
изменений увлажнения и кратких похолоданий
на фоне общего тренда потепления климата*

В начале голоцена (11.6–11.1 тыс. к.л.н.) электропроводность вод озера колеблется, что указывает на вариации коэффициента увлажнения территории. Снижение терригенного сноса, накопление органического вещества могут объясняться возрастанием продуктивности водоема и (или) формированием почв на водосборе, связанным с продолжающимся потеплением климата. Около 11.3–11.2 тыс. к.л.н. отмечается пик электропроводности. Примерно 11.1–9.8 тыс. к.л.н. озеро становится пресным, что может быть связано как с похолоданием, так и с увеличением количества осадков. Эти изменения могли быть вызваны глобальными климатическими осцилляциями, отраженными в ледовых кервах Гренландии, – резким климатическим потеплением с последующим похолоданием, называемым пребореальной осцилляцией (Björck et al., 1996; Rasmussen et al., 2014). На Южном и Среднем Урале, согласно летописям донных отложений озер, отмечается синхронное снижение роли лиственных лесов и распространение березовых и сосновых лесов (Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2016). Согласно данным исследования торфяных отложений Среднего Урала, прохладный аридный климат начала пребореала сменяется на прохладный и более влажный климат второй половины пребореала (Зарецкая и др., 2014; Panova, Antipina, 2016).

В бореальном периоде (около 9.8 тыс. к.л.н.) электропроводность оз. Сабакты вновь возрастает, а с начала атлантического периода (примерно 9.0 тыс. к.л.н.) начинается новый период карбонатонакопления, который прерывается в период 8.1–7.9 тыс. к.л.н. Данные изменения могут отражать как тренд потепления климата в бореальном периоде и небольшую аридизацию в начале атлантического периода, зафиксированные в торфяных отложениях Среднего Урала (Зарецкая и др., 2014; Panova, Antipina, 2016), так и сухое похолодание, выявленное с помощью палинологического и диатомового анализа 10.3–8.3 тыс. к.л.н. для оз. Таватуй (Maslennikova, 2022). Для более точных реконструкций требуются дополнительные исследования с применением палинологического и диатомового анализа.

*Средний голоцен (8.2–4.2 тыс. к.л.н.). Колебания
электропроводности вод и продуктивности
озера на фоне вариаций увлажнения, чередования
потеплений и похолоданий климата*

Резкое снижение электропроводности 8.2–7.7 тыс. к.л.н. (с минимальными значениями 8.1–7.9 тыс. к.л.н.), отмечалось также и в других озерах Урала (рис. 7). Событие, произошедшее 8.2 тыс. к.л.н. и отмеченное на изотопных кривых гренландских ледовых кернов как эпизод похолодания, находит отражение в многочисленных палеолетописях озерных, морских отложений, пещерных спелеотем как северного, так и южного полушария (Walker et al., 2012). Данное событие знаменовало начало периода гумидизации и потепления климата, реконструированного на основе палинологических данных Южного и Среднего Урала (Panova, Antipina, 2016; Maslennikova et al., 2016; Maslennikova, 2022). Однако после резкого уменьшения электропроводности в оз. Сабакты (8.1–7.9 тыс. к.л.н.) происходит ее постепенный подъем. Водоем вновь становится слегка солоноватым.

Накопление слоистого сапропеля 7.9–6.0 тыс. к.л.н. с высоким содержанием органического вещества, карбонатов и низкой концентрацией элементов терригенного сноса свидетельствует о повышении продуктивности озера, вероятно, в ответ на потепление климата. Смена слоистого сапропеля на сапропель с остатками гидрофитов и остракодами 6.0–5.1 тыс. к.л.н. может указывать на снижение уровня водоема. Отсутствие возрастания электропроводности 6.0–5.1 тыс. к.л.н. может объясняться похолоданием климата, которое подтверждается и снижением содержания органического вещества в донных отложениях. Согласно данным по торфяным и озерным отложениям Среднего Урала, на рубеже атлантического и суббореального периодов произошло изменение климата в сторону похолодания и сухости (Зарецкая и др., 2014; Panova, Antipina, 2016; Maslennikova, 2022). Исследования

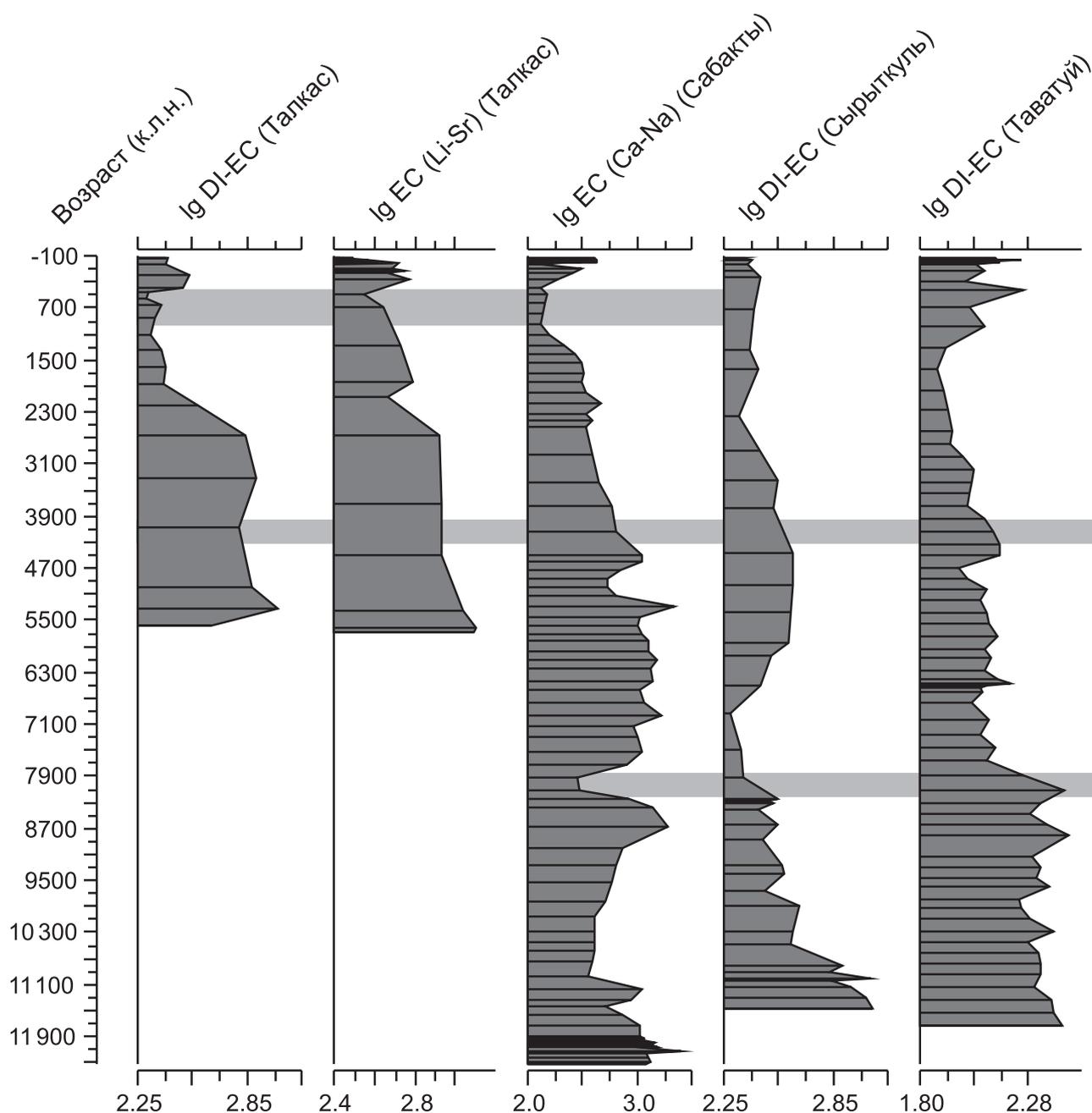


Рис. 7. Сравнение количественных реконструкций электропроводности озер Южного и Среднего Урала.

Данные по оз. Талкас и оз. Сырыткуль приведены по (Maslennikova, 2020), реконструкция электропроводности оз. Таватуй – по (Maslennikova, 2022).

Fig. 7. Comparison between quantitative reconstruction of electrical conductivity of the Southern and Middle Urals.

The lakes Talkas and Syrytkul EC reconstructions are published in (Maslennikova, 2020), reconstruction of Lake Tavatui EC is published in (Maslennikova, 2022).

Южного Урала показали, что 6.5–5.5 тыс. к.л.н. началось возрастание электропроводности озер (см. рис. 7), а около 5.5 тыс. к.л.н. происходит спад содержания пылицы ели (Maslennikova, 2020), что

может указывать на уменьшение коэффициента увлажнения территории. Исследования палеопочв Предуралья также показывают аридизацию климата в это время (Khokhlova et al., 2018).

Колебания электропроводности и терригенного сноса в оз. Сабакты 5.1–4.6, 4.6–4.2 тыс. к.л.н. свидетельствуют о повышении и понижении глубины озера. На основе летописи донных отложений оз. Таватуй (Средний Урал) около 5.0–4.7 тыс. к.л.н. выявлено похолодание климата, а 4.6–3.7 тыс. к.л.н. – аридизация и потепление климата (см. рис. 7). Изменение электропроводности оз. Сырыткуль (Южный Урал) не отражает этих закономерностей в связи с меньшим разрешением палеолетописи в этот период (см. рис. 7).

*Поздний голоцен (4.2 тыс. к.л.н. – настоящее время).
Опреснение озера на фоне гумидизации климата*

Поздний голоцен начинается с постепенного снижения электропроводности на фоне возрастания содержания органического вещества и снижения содержания терригенной компоненты. Данные изменения могли быть связаны с гумидизацией климата. Понижение электропроводности в это время характерно для озер Среднего и Южного Урала (см. рис. 7). Для оз. Талкас после снижения электропроводности отмечается ее небольшое возрастание с последующим выраженным трендом снижения 2.2–0.4 тыс. к.л.н. (Maslennikova, 2020).

Возрастание электропроводности воды и доли терригенной компоненты в озере 0.3 тыс. к.л.н. отражает снижение уровня водоема. Для оз. Талкас также отмечается увеличение электропроводности, определенной с помощью диатомовой трансферной функции, в период 0.4–0.2 тыс. к.л.н. (Maslennikova, 2020). Данные изменения могут быть связаны с Малым ледниковым периодом. Согласно геотермальным данным, поверхностные средние температуры на Урале в это время были на 1.2–3 °C ниже, чем в настоящее время (Demezhko and Golovanova, 2007). Однако повышение электропроводности озер могло быть связано с летними засухами, которые отмечались, согласно историческим данным, в течение Малого ледникового периода, особенно в юго-западной Сибири (Жилина, 2012). Возрастание реконструированной электропроводности в XX в. могло быть связано с увеличением содержания Li и Na в донных отложениях, которое, вероятно всего, объясняется увеличением терригенного сноса в результате усиления антропогенной деятельности, связанной с основанием с. Кусимовский рудник на берегу озера. Для подтверждения возрастания электропроводности в это время необходимо проведение реконструкций с помощью микропалеонтологического анализа. Накопление халькофильных элементов техногенной ассоциации в донных отложениях второй половины XX в., вероятно, связано с усилением индустриальной активности на Южном Урале.

ВЫВОДЫ

Несмотря на то что модели, полученные с помощью анализа диатомовых комплексов, характеризуются меньшей среднеквадратической ошибкой, предложенные уравнения множественной регрессии, основанные на результатах геохимического анализа, дают возможность более быстрого и простого получения количественных реконструкций электропроводности озерных вод. Более того, количественные реконструкции, основанные на геохимических данных, можно использовать в случае отсутствия диатомовых водорослей в донных отложениях, что особенно актуально для озерных отложений позднеледниковья – начала голоцена. Наложение количественных реконструкций, полученных разными методами, увеличивает комплексность и надежность палеолимнологического исследования.

Геохимическая летопись оз. Сабакты характеризуется большей дифференцированностью и информативностью в сравнении с летописями лесных озер Южного Урала (Maslennikova и др., 2016, 2018; Maslennikova, Udachin, 2017). В ней отражены глобальные климатические осцилляции: переход от позднеледниковья к голоцену (11.6 тыс. к.л.н.), события 11.2, 8.2, 4.2 тыс. к.л.н., а также события регионального масштаба 12–12.1, 9.8, 9.0, 8.7, 5.1–4.6, 4.6–4.2, 1.1–0.3 тыс. к.л.н.

Согласно реконструкциям электропроводности по полученной модели множественной регрессии, в течение своей истории оз. Сабакты становилось то пресным, то слабосоленоватым в ответ на глобальные и региональные климатические события. Несмотря на существенные различия в вариациях электропроводности озер Южного и Среднего Урала в голоцене, отмечено почти одновременное снижение электропроводности озерных вод около 7.9 и 4.2 тыс. к.л.н.

Благодарности

Авторы выражают благодарность М.Н. Маляренко, Г.Ф. Лонцаковой, Л.Г. Удачиной, Л.Б. Лапшиной, Н.В. Шаршуевой, П.А. Карионовой за помощь в анализе донных отложений и вод исследованных озер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева М.А. (1973) Озера Среднего и Южного Урала. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 272 с.
- Давыдова Н.Н. (1978) Диатомовые водоросли в отложениях озер. *Ландшафтный фактор в формировании гидрологии озер Южного Урала*. Л., 228–237.
- Жилина Т.Н. (2012) Природно-климатические условия 1550–1850 гг. как фактор риска развития сельского хозяйства в Западной Сибири. *Вестн. Томского гос. ун-та*, 354, 77–80.
- Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. (2014) Геохронологию

- гия, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(6), 84-108. <https://doi.org/10.1134/S0869593814060082>
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист N40 – Уфа. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 512 с.
- Леонова Г.А., Бобров В.А. (2012) Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседimentации микроэлементов. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 314 с.
- Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова А.В., Третьяков Г.А., Масленникова С.П., Аюпова Н.Р., Сафина Н.П., Филиппова К.А., Удачин В.Н., Целуйко А.С., Аминов П.Г. (2016) Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 300 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Анфилов В.Н. (2020) Обстановки накопления аномальных концентраций урана в донных отложениях голоцена озера Сырыткуль (Южный Урал). *Докл. РАН. Науки о земле*, **492**(1), 43-47. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050138>
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014) Палеоэкология и геохимия озерной седimentации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В. (2018) Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене. *Литосфера*, **18**(6), 914-927. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Пирогов Д.В., Хворов П.В. (2016) Реконструкция обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковье и голоцене Среднего Урала. *Литосфера*, (6), 166-176.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Панова Н.К. (1982) История горных лесов центральной части Южного Урала в голоцене. *Лесоведение*, (1), 26-34.
- Перельман А.И. (1975) Геохимия ландшафта. М.: Высш. школа, 342 с.
- Субетто Д.А. (2009) Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ, 344 с.
- Унифицированные методы анализа силикатных горных пород с применением комплексометрии. Инструкция № 163-Х. (1979) М.: Мин-во геол. СССР, 43 с.
- Хомутова В.И. (1995) Южный Урал. Озеро Увильды. *История озер Севера Азии*. Л.: Наука, 22-40.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 480 с.
- Appleby P.G., Oldfield F. (1978) The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of the unsupported lead-210 to the sediment. *Catena*, **5**, 1-8. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(78\)80002-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(78)80002-2)
- Björck S., Kromer B., Johnsen S., Hummer S.U., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Wohlfarth B., Possnert G., Spurk M. (1996) Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, **274**, 1155-1160. <https://doi.org/10.1126/science.274.5290.1155>
- Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6**(3), 457-474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Demezhko D.Y., Golovanova I.V. (2007) Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data. *Clim. Past*, **3**, 237-242. <https://doi.org/10.5194/cp-3-237-2007>
- Fritz S.C. (2013) Salinity and Climate Reconstructions from Continental Lakes. *Encyclopedia of Quaternary Science*. USA: Elsevier, 507-515. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00221-1>
- Grimm E.C. (1991) Tilia 1.12, Tilia Graph 1.18. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.*, (25), 101-110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Ivanov I.V., Prikhodko V.E., Zamotaev I.V., Manakhov D.V., Novenko E.Yu., Kalinin P.I., Markova L.M., Plakina A.L. (2019) Synlithogenic Evolution of Floodplain Soils in Valleys of Small Rivers in the Trans-Ural Steppe. *Euras. Soil Sci.*, **52**(6), 593-609. doi:10.1134/S1064229319060061
- Juggins S. (2007) C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK.
- Khokhlova O.S., Morgunova N.L., Khokhlov A.A., Gol'eva A.A. (2018) Climate and Vegetation Changes over the Past 7000 Years in the Cis-Ural Steppe. *Euras. Soil Sci.*, **51**, 506-517. doi:10.1134/S106422931805006X
- Kuzina D.M., Yusupova A.R., Nourgalieva N.G., Rogov A.M. Mineral composition of Sabacty lake sediments. (2022) *X International Siberian Early Career GeoScientists Conference. Proceedings of the Conference*. Novosibirsk: Novosibirsk State University, 23-24.
- Lapteva E.G., Korona O.M. (2012) Holocene vegetation changes and anthropogenic influence in the forest-steppe zone of the Southern Trans-Urals based on pollen and plant macrofossil records from the Sukharysh cave. *Veget. Hist. Archaeobot.*, **21**, 321-336. doi:10.1007/s00334-011-0333-z
- Liu H., Xu B., Cui H. (2002) Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in northern China. *Quat. Res.*, **57**(2), 259-270. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2310>
- Liu Y.J., Cao L.M. (1984) *Element Geochemistry*. Beijing: Science Press, p. 72-110
- Maslennikova A.V. (2020) Development and application of an electrical conductivity transfer function, using diatoms from lakes in the Urals, Russia. *J. Paleolimnol.*, **63**(2), 129-146. <https://doi.org/10.1007/s10933-019-00106-z>
- Maslennikova A.V. (2022) Holocene environments in the Middle Urals: Paleolimnological proxies from the Lake Tavatui (Russia). *Quat. Int.*, **622**, 51-64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.033>
- Maslennikova A.V., Artemyev D.A., Shtenberg M.V., Filipova K.A., Udachin V.N. (2020) Express multi-element

- determination in lake sediments by laser ablation mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Limnol. Oceanogr.: Methods*, **18**(8), 411-423. <https://doi.org/10.1002/lom3.10372>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N. (2017) Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies. *Holocene*, **27**(6), 847-859. <https://doi.org/10.1177/0959683616675942>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, **420**(28), 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Panova N.K., Antipina T.G. (2016) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quat. Int.*, **420**, 76-89. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
- Prikhod'ko E.V., Ivanov I.V., Manakhov D.V., Gerasimenko N.P., Inubushi K., Kawahigashi M., Nagano Kh., Sugihara S. (2013) Soils, vegetation, and climate of the Southern Transural region in the Middle Bronze Age (be the example of the Arkaim fortress). *Euras. Soil Sci.*, **46**, 925-934. doi:10.1134/S1064229313090032
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 14-28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Talamo S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Stewart R.E., Kantrud H.A. (1971) Classification of natural ponds and lakes in the Glaciated Prairie Region. Resource Publication 92, Bureau of Sport Fisheries and Wildlife, U.S. Fish and Wildlife Service, Washington, DC
- Stobbe A., Gumnior M., Rühl L., Schneider H. (2016) Bronze Age human-landscape interactions in the southern Transural steppe, Russia – Evidence from high-resolution palaeobotanical studies. *The Holocene*, **26**, 1692-1710. <https://doi.org/10.1177/0959683616641740>
- Sun Q., Wang S., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xiuping X., Wu F., Chen P. (2010) Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene. *J. Paleolimnol.*, (43), 75-87. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9315-x>
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.*, **27**(7), 649-659.
- Yusupova A.R., Nourgalieva N.G., Kuzina D.M. (2022) A Holocene climatic record indicated by geochemical indicators and granulometry from Bannoe Lake in the Southern Urals. *X International Siberian Early Career GeoScientists Conference. Proceedings of the Conference*. Novosibirsk: Novosibirsk State University, 128-129.
- Zeeb B.A., Smol J.P. (1995) A weighted-averaging regression and calibration model for inferring lakewater salinity using chrysophycean stomatocysts from lakes in western Canada. *Int. J. Salt Lake Res.*, **4**, 1-23. <https://doi.org/10.1007/BF01992411>
- Zhang E., Jones R.T., Bedford A.P., Langdon P.G., Tang H. (2007) A chironomid-based salinity inference model from lakes on the Tibetan Plateau. *J. Paleolimnol.*, **38**, 477-491. <https://doi.org/10.1007/S10933-006-9080-Z>
- Zou C., Mao L., Tan Z., Zhou L., Liu L. (2021) Geochemistry of major and trace elements in sediments from the Lubei Plain, China: Constraints for paleoclimate, paleosalinity, and paleoredox environment. *J. Asian Earth Sci.*, **X**, (6), 100071. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2021.100071>

REFERENCES

- Andreeva M.A. (1973) Middle and Southern Urals lakes. Chelyabinsk, Southern Urals books press, 272 p. (In Russ.)
- Appleby P.G., Oldfield F. (1978) The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of the unsupported lead-210 to the sediment. *Catena*, **5**, 1-8. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(78\)80002-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(78)80002-2)
- Björck S., Kromer B., Johnsen S., Hummer S.U., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Wohlfarth B., Possnert G., Spurk M. (1996) Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, **274**, 1155-1160. <https://doi.org/10.1126/science.274.5290.1155>
- Blaauw M., Christen A.J. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6**(3), 457-474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Davydova N.N. (1978) Diatom algae in the lake sediments. *Landscape factor in the formation of the hydrology of the lakes of the Southern Urals*. St.Petersburg, Nauka Publ., 228-239. (In Russ.)
- Demezhko D.Y., Golovanova I.V. (2007) Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data. *Clim. Past*, **3**, 237-242. <https://doi.org/10.5194/cp-3-237-2007>
- Fritz S.C. (2013) Salinity and Climate Reconstructions from Continental Lakes. *Encyclopedia of Quaternary Science*. USA: Elsevier, 507-515. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00221-1>
- Grimm E.C. (1991) Tilia 1.12, Tilia Graph 1.18. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.*, (25), 101-110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Ivanov I.V., Prikhodko V.E., Zamotaev I.V., Manakhov D.V., Novenko E.Yu., Kalinin P.I., Markova L.M., Plaksina A.L. (2019) Synlithogenic Evolution of Floodplain Soils in Valleys of Small Rivers in the Trans-Ural Steppe. *Euras. Soil Sci.*, **52**(6), 593-609. doi:10.1134/S1064229319060061
- Juggins S. (2007) C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK.
- Khokhlova O.S., Morgunova N.L., Khokhlov A.A., Gol'eva A.A. (2018) Climate and Vegetation Changes over the Past 7000 Years in the Cis-Ural Steppe. *Euras. Soil Sci.*, **51**, 506-517. doi:10.1134/S106422931805006X

- Khomutova V.I., Andreeva M.A., Davydova N.N., Neustroeva I.U., Radaeva V.U., Subetto D.A. (1995) Southern Urals. Lake Uvil'dy. *History of the lakes of North Asia*. St.Petersburg, Nauka Publ., 22-40. (In Russ.)
- Knyazev Ju.G., Knyazeva O.Ju., Snachev V.I., Zhdanov A.V. (2013) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1,000,000 (third generation). The Ural series. Sheet N40 – Ufa. Explanatory note. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 512 p. (In Russ.)
- Kuzina D.M., Yusupova A.R., Nourgalieva N.G., Rogov A.M. Mineral composition of Sabacty lake sediments. (2022) *X International Siberian Early Career GeoScientists Conference. Proceedings of the Conference*. Novosibirsk, Novosibirsk State University, 23-24.
- Lapteva E.G., Korona O.M. (2012) Holocene vegetation changes and anthropogenic influence in the forest-steppe zone of the Southern Trans-Urals based on pollen and plant macrofossil records from the Sukharysh cave. *Veget. Hist. Archaeobot.*, **21**, 321-336. doi:10.1007/s00334-011-0333-z
- Leonova G.A., Bobrov V.A. (2012). Geochemical role of plankton of continental water bodies in Siberian in concentration and biosedimentation of microelements. Novosibirsk, Academic publishing house “GEO”, 314 p. (In Russ.)
- Liu H., Xu B., Cui H. (2002) Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in northern China. *Quat. Res.*, **57**(2), 259-270. https://doi.org/10.1006/qres.2001.2310
- Liu Y.J., Cao L.M. (1984) Element Geochemistry. Beijing, Science Press, p. 72-110.
- Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Maslennikova A.V., Tret'yakov G.A., Maslennikova S.P., Ayupova N.R., Safina N.P., Filippova K.A., Udachin V.N., Tseluiko A.S., Aminov P.G. (2016) Differentiation of toxic elements in conditions of lithogenesis and technogenesis of pyrite deposits. Ekaterinburg, RIO UB RAS, 300 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V. (2020) Development and application of an electrical conductivity transfer function, using diatoms from lakes in the Urals, Russia. *J. Paleolimnol.*, **63**(2), 129-146. https://doi.org/10.1007/s10933-019-00106-z
- Maslennikova A.V. (2022) Holocene environments in the Middle Urals: Paleolimnological proxies from the Lake Tavatui (Russia). *Quat. Int.*, **622**, 51-64. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.033
- Maslennikova A.V., Artemyev D.A., Shtenberg M.V., Filippova K.A., Udachin V.N. (2020) Express multi-element determination in lake sediments by laser ablation mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Limnol. Oceanogr.: Methods*, **18**(8), 411-423. https://doi.org/10.1002/lom3.10372
- Maslennikova A.V., Udachin V.N. (2017) Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies. *Holocene*, **27**(6), 847-859. https://doi.org/10.1177/0959683616675942
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, diatom, geochemical records from the Lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, **420**(28), 65-75. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Anfilogov V.N. (2020) Holocene Environments of Anomalous Uranium Concentrations in Sediments of Syrytkul Lake (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **492**(1), 323-326. https://doi.org/10.1134/S1028334X2005013X
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014) Palaeoecology and geochemistry of lakes sedimentation of Holocene in Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 136 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Shtenberg M.V. (2018) Reconstruction of Turgoyak lake (the Southern Urals) ecosystem changes in Holocene. *Lithosphere (Russia)*, **11**(6), 914-927. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Pirogov D.V., Khvorov P.V. (2016) Paleolimnological reconstruction of Late Glacial and Holocene environments of Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 166-176. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2005) Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data. Ekaterinburg, UGGU Press, 289 p. (In Russ.)
- Panova N.K. (1982) The history of mountain forests of the central part of the Southern Urals in the Holocene. *Lesovedenie*, (1), 26-34. (In Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2016) Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia. *Quat. Int.*, **420**, 76-89. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035
- Perel'man A.I. (1975) Landscape geochemistry. Moscow, Vysshaya shkola Press, 342 p. (In Russ.)
- Prikhod'ko E.V., Ivanov I.V., Manakhov D.V., Gerasimenko N.P., Inubushi K., Kawahigashi M., Nagano Kh., Sugihara S. (2013) Soils, vegetation, and climate of the Southern Transural region in the Middle Bronze Age (be the example of the Arkaim fortress). *Euras. Soil Sci.*, **46**, 925-934. doi:10.1134/S1064229313090032
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 14-28. http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Talamo S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**(4), 725-757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41
- Stewart R.E., Kantrud H.A. (1971) Classification of natural ponds and lakes in the Glaciated Prairie Region. Resource Publication 92, Bureau of Sport Fisheries and Wildlife, U.S. Fish and Wildlife Service, Washington, DC
- Stobbe A., Gumnior M., Rühl L., Schneider H. (2016) Bronze Age human-landscape interactions in the southern Transural steppe, Russia – Evidence from high-resolution palaeobotanical studies. *Holocene*, **26**, 1692-1710. https://doi.org/10.1177/0959683616641740
- Subetto D.A. (2009) Lake sediments: paleolimnological reconstructions. St.Petersburg, Publishing House of the Russian State Pedagogical University, 344 p. (In Russ.)
- Sun Q., Wang S., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xiuping X., Wu F., Chen P. (2010) Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene. *J. Paleolimnol.*, (43), 75-87. https://doi.org/10.1007/s10933-009-9315-x
- Uniform methods of analysis of silicate rocks using che-

- latometry. Instruction number 163-X M. (1979) St.Petersburg, Min. geol. USSR, 43 p. (In Russ.)
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.*, **27**(7), 649-659.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 480 p. (In Russ.)
- Yusupova A.R., Nourgalieva N.G., Kuzina D.M. (2022) A Holocene climatic record indicated by geochemical indicators and granulometry from Bannoe Lake in the Southern Urals. *X International Siberian Early Career GeoScientists Conference. Proceedings of the Conference*. Novosibirsk, Novosibirsk State University, 128-129.
- Zaretskaya N.E., Panova N.K., Zhilin M.G., Antipina T.G., Uspenskaya O.N., Savchenko S.N. (2014) Geochronology, stratigraphy, and evolution of Middle uralian peatlands during the Holocene (exemplified by the shigir and gorbunovo peat bogs). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 632-654. <https://doi.org/10.1134/S0869593814060082>
- Zeeb B.A., Smol J.P. (1995) A weighted-averaging regression and calibration model for inferring lakewater salinity using chrysophycean stomatocysts from lakes in western Canada. *Int. J. Salt Lake Res.*, **4**, 1-23. <https://doi.org/10.1007/BF01992411>
- Zhang E., Jones R.T., Bedford A.P., Langdon P.G., Tang H. (2007) A chironomid-based salinity inference model from lakes on the Tibetan Plateau. *J. Paleolimnol.*, **38**, 477-491. <https://doi.org/10.1007/S10933-006-9080-Z>
- Zhilina T.N. (2012) Natural and climatic conditions of 1550–1850 AD as a risk factor for agricultural development in Western Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta*, **354**, 77-80. (In Russ.)
- Zou C., Mao L., Tan Z., Zhou L., Liu L. (2021) Geochemistry of major and trace elements in sediments from the Lubei Plain, China: Constraints for paleoclimate, paleosalinity, and paleoredox environment. *J. Asian Earth Sci.*, **X**, (6), 100071. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2021.100071>

УДК 553.24:553.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446

Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал)

С. Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Поступила в редакцию 24.01.2023 г., принята к печати 07.04.2023 г.

Объект исследований. Минеральные ассоциации, химический состав минералов и условия формирования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Методы.* Изучение химического состава минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments. *P-T* параметры образования оценены с помощью хлоритового геотермометра и доломит-кальцитового геотермометра. *Результаты и выводы.* Выделены два типа метасоматических пород: 1) пропилиты, слагающие внешние зоны метасоматического ореола, и 2) березит-листвениты, распространенные в его внутренних частях и вмещающие золотое оруденение. Основными минералами пропилитов являются амфибол, ортоклаз, альбит и рипидолит. Амфибол представлен двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Температура кристаллизации рипидолита (307–313°C) соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации. Березит-листвениты (ассоциация: кварц, альбит, хлорит, белая слюда и карбонат) сформировались при температуре 255–338°C и давлении 0.48–0.72 кбар. Показано, что золоторудная минерализация концентрировалась в наиболее высокотемпературных зонах ореола березит-лиственитовых изменений. Такие температурные условия существовали в дайках и их экзоконтактных зонах, нарушенных разрывами. Светлая слюда в березит-лиственитах представлена серицитом и фенгитом, а карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. Хлорит по составу и времени образования разделяется на ранний железистый рипидолит и поздний пикнохлорит, обедненный Fe и обогащенный Si, что, возможно, связано с падением температуры в процессе минералообразования и ростом активности сульфидной серы во флюиде. В пикнохлорите по мере удаления от рудных тел увеличивается содержание Si и уменьшается количество Al^{IV}. Изменение состава пикнохлорита обусловлено снижением температуры. Результаты исследований свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения в мезотермальных условиях.

Ключевые слова: Южный Урал, золоторудное месторождение, пропилиты, березит-листвениты, *P-T* условия образования

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011

Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals)

Sergey E. Znamensky

Institute of Geology UFGS RAS, 450077, Ufa, K. Marks Str., 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 24.01.2023, accepted 07.04.2023

Research subject. Mineral associations, their chemical composition, and formation conditions of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit located in the area of the Main Ural Fault in the Southern Urals. *Methods.* The chemical composition of minerals was studied using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope equipped with an Oxford Instruments Xplorer 15 energy-dispersive analyzer. The formation *P-T* parameters were estimated using a chlorite geothermometer and a dolomite-calcite geothermobarometer. *Results and conclusions.* Two types of metasomatic rocks were identified: 1) propylites, which make up the outer zones of the metasomatic aureole, and 2) beresite-listvenites, com-

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2023) Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал). *Литосфера*, 23(3), 430–446. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>

For citation: Znamensky S.E. (2023) Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 23(3), 430–446. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>

mon in its inner parts and hosting gold mineralization. The main propylite minerals were amphibole, orthoclase, albite, and ripidolite. Amphibole is represented by two generations, with the early generation comprising magnesian and actinolite hornblende and the late generation comprising actinolite. The crystallization temperature of ripidolite (307–313°C) corresponds to the temperature range of formation of propylites of the albite-actinolite facies. Beresite-listvenites (association: quartz, albite, chlorite, white mica, and carbonate) were formed at a temperature of 255–338°C and a pressure of 0.48–0.72 kbar. Gold ore mineralization was concentrated in the highest temperature zones of the halo of beresite-listvenite alterations. Such temperature conditions existed in dikes and their exocontact zones disturbed by ruptures. Light mica in beresite-listvenites is represented by sericite and phengite, and carbonate is a paragenesis of calcite and dolomite-ankerite. According to the composition and formation period, chlorite is differentiated into early ferruginous ripidolite and late pycnochlorite, depleted in Fe and enriched in Si, which is probably associated with a decrease in temperature during mineral formation and an increase in the activity of sulfide sulfur in the fluid. Along with an increase in the distance from the ore bodies, pycnochlorite exhibits greater contents of Si and lower contents of Al^{IV}. The observed changes in the pycnochlorite composition are related to a decrease in temperature. The research results indicate the formation of the Voznesenskoye deposit under mesothermal conditions.

Keywords: Southern Urals, gold deposit, propylites, beresite-listvenites, P-T conditions for the formation

Funding information

The work was carried out within the framework of the state order program IG UFITS RAS No. FMRS-2022-0011

ВВЕДЕНИЕ

Вознесенское месторождение золота, известное в архивных материалах также как Калкановское (Бородаевский, 1938ф), расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала, в 10 км северо-западнее г. Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Золоторудная минерализация месторождения ассоциирует с комплексом параллельных даек, который входит в состав островодужной офиолитовой ассоциации гарцбургитового типа (Знаменский, Знаменская, 2022). Такая геодинамическая обстановка является необычной для месторождений золота Южного Урала и не описана в опубликованной литературе (Сазонов и др., 2001; Знаменский, 2009; Месторождение золота..., 2010; и др.).

Условия образования Вознесенского месторождения изучены слабо. Специальных исследований, направленных на изучение минералого-геохимических особенностей руд и околорудных метасоматитов, источников и физико-химических параметров минералообразующих флюидов месторождения, до настоящего времени не проводилось, вследствие чего его генезис и формационная принадлежность остаются не вполне понятными. В опубликованной работе (Знаменский, Знаменская, 2022) нами рассмотрены геологическое строение,

геохимия и геодинамические условия образования рудовмещающих пород месторождения.

В этой статье приведены новые данные по минеральным ассоциациям, химическому составу минералов и условиям образования метасоматических пород.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вознесенское месторождение расположено в зоне серпентинитового меланжа, обрамляющего с востока Калканский гарцбургитовый массив. В этой зоне оно приурочено к блоку вулканогенных и интрузивных пород, слагающих фрагмент коровой части офиолитового разреза гарцбургитового типа (см. рис. 1). Блок состоит из нескольких тектонических пластин, которые ограничены разломами, крутопадающими на юго-восток. Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы, интродуцированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее.

Габброиды имеют неоднородное шпирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и наличием включений, которые сложены

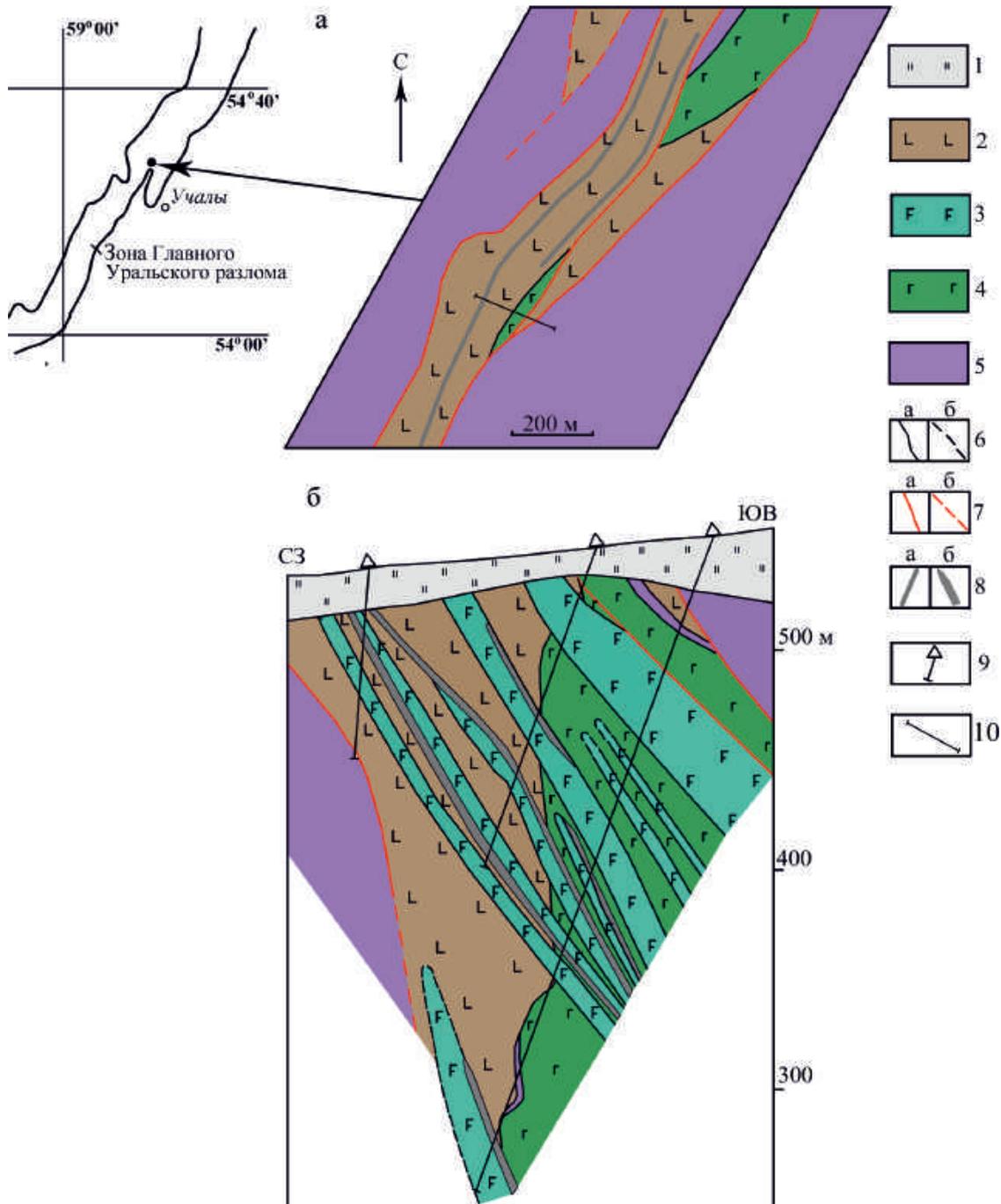


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и разрез (б) Вознесенского месторождения по профилю 204 (Знаменский, Знаменская, 2022).

1 – кора выветривания; 2 – долериты, базальты, андезибазальты и их туфы; 3 – габбро-долериты, габбро-диориты и диориты; 4 – такситовые габброиды; 5 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 6 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – рудные тела на схеме (а) и разрезе (б); 9 – скважины; 10 – линия геологического разреза.

Fig. 1. Scheme of the geological structure (a) and section (б) of the Voznesenskoye deposit along profile 204 (Znamensky, Znamenskaya, 2022).

1 – weathering crust; 2 – dolerites, basalts, basaltic andesites and their tufts; 3 – gabbro-dolerites, gabbro-diorites and diorites; 4 – taxite gabbroids; 5 – serpentinized harzburgites and dunites; 6 – geological boundaries identified (a) and assumed (б); 7 – faults identified (a) and assumed (б); 8 – ore bodies on the scheme (a) and sections (б); 9 – boreholes; 10 – line of the geological section.

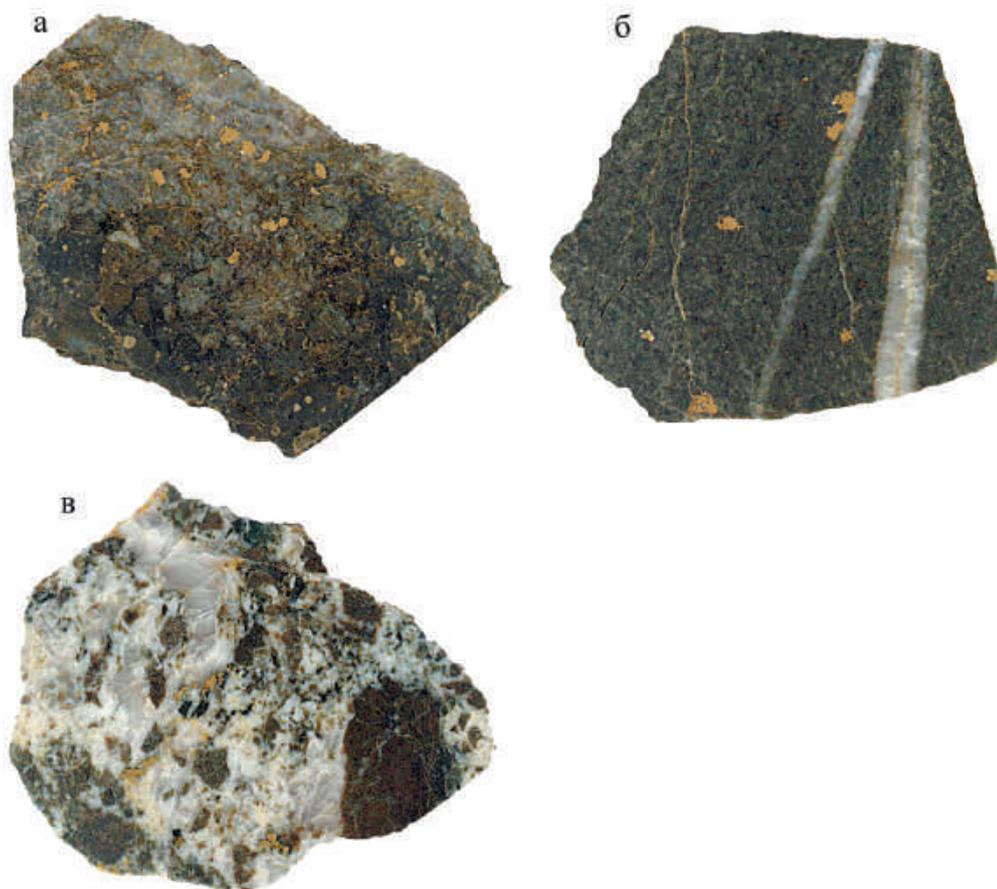


Рис. 2. Фотографии образцов прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (а), прожилковых сульфидно-кварцевых руд (б) и тектоно-метасоматических брекчий с гнездами сульфидов (в).

Fig. 2. Photographs of samples of veinlet-disseminated sulfide mineralization (a), veinlet sulfide-quartz ores (б), and tectonic-metasomatic breccias with sulfide pockets (в).

габбро-норитами, габбро и их роговообманковыми разновидностями, а также плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза (Савельева, 1987).

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовыми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород составляет 150 м.

Комплекс субпараллельных даек представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми габбро-долеритами, габбро-диоритами и крайне редко кварцевыми диоритами. Мощность отдельных даек достигает 30 м.

Вулканыты и породы даек имеют нормальную щелочность и в основном толеитовый состав. На Южном Урале по геохимическим характеристикам они сопоставимы с вулканогенными породами баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2), образующими в пределах Магнитогорской палеоостровной системы фронтальную островную дугу (Серавкин и др., 1992). Предполагается, что рудовмещающая офиолитовая ассоциация сформировалась в задуговом бассейне (Знаменский, Знаменская, 2022).

На месторождении разведано несколько рудных тел, представляющих собой линейные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной (рис. 2а) и прожилковой сульфидно-кварцевой (рис. 2б) минерализации, которая концентрируется в дайках и их экзоконтактовых зонах. Контакты даек часто нарушены синрудными разрывами. О проявлении синрудных разрывных дислокаций свидетельствует присутствие в контактовых зонах тектоно-метасоматических брекчий, состоящих из

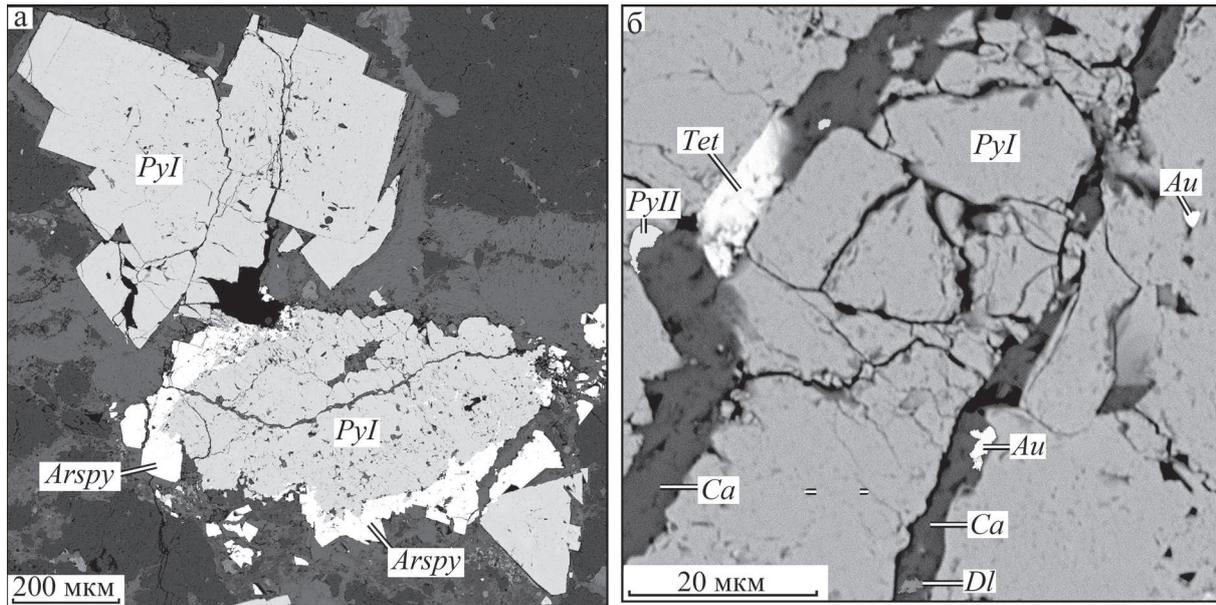


Рис. 3. Рудные минералы Вознесенского месторождения. Изображения в обратнорассеянных электронах.

а – агрегаты мышьяковистого пирита первой стадии рудообразования с коррозионными каймами арсенопирита; б – выделения пирита, тетраэдрита и самородного золота второй стадии рудообразования в кальците, выполняющем зоны дробления в мышьяковистом пирите.

Здесь и на рис. 5, 8: *Py* – пирит первой (*PyI*) и второй (*PyII*) стадий рудообразования, *Arspy* – арсенопирит, *Tet* – тетраэдрит, *Au* – самородное золото, *Ca* – кальцит, *Dl* – доломит-анкерит, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – альбитизированный плагиоклаз, *Akt* – актинолит, *Hb* – магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, *Ab* – альбит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ri* – рипидолит, *Pi* – пикнохлорит, *Ser* – серицит, *Car* – карбонат, *Q* – кварц, *Ap* – апатит, *Tit* – титанит, *Ru* – рутил.

Fig. 3. Ore minerals of the Voznesenskoye deposit. Images in back-scattered electrons.

а – aggregates of arsenic pyrite of the first stage of ore formation with corrosive rims of arsenopyrite; б – segregations of pyrite, tetrahedrite and native gold of the second stage of ore formation in calcite, which fills the crushing zones in arsenic pyrite.

Here and in Fig. 5, 8: *Py* – pyrite of the first (*PyI*) and second stages of ore formation (*PyII*), *Arspy* – arsenopyrite, *Tet* – tetrahedrite, *Au* – native gold, *Ca* – calcite, *Dl* – dolomite-ankerite, *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – albitized plagioclase, *Akt* – actinolite, *Hb* – magnesio and actinolitic hornblende, *Ab* – albite, *Kfs* – potassium feldspar, *Ri* – ripidolite, *Pi* – pycnochlorite, *Ser* – sericite, *Car* – carbonate, *Q* – quartz, *Ap* – apatite, *Tit* – titanite, *Ru* – rutile.

обломков метасоматически измененных вмещающих пород и цемента обычно кварцевого состава с гнездами сульфидов (см. рис. 2в). Количество сульфидов в рудных интервалах не превышает 5–7 об. %. Содержание Au в рудах невысокое. По данным геологов ОАО “Башкиргеология”, проводивших в 2012–2014 гг. поисковые работы, на месторождении оно не превышает 3.5 г/т.

Формирование рудной минерализации происходило в течение двух основных стадий. На ранней стадии образовались мышьяковистый пирит (0.38–0.84 мас. % As), сернистый арсенопирит ($S/As = 1.12–1.19$), молибденит, обогащенный Fe (7.25–8.07 мас. %) и халькопирит. Мышьяковистый пирит является главным минералом руд (рис. 3а). Он представлен отдельными кристаллами размером до 2–3 мм, а чаще всего их скоплениями, слагающими гнезда и прожилки. Как правило, пирит содержит включения сложной формы минералов березит-лиственитовой ассоциации: хлорита (пик-

нохлорита), альбита, апатита, рутила и титанита. Арсенопирит, второй по распространенности минерал руд, обычно образует коррозионные каймы, замещающая пирит (см. рис. 3а). Иногда он присутствует в виде самостоятельных кристаллов призматической формы размером 100–300 мкм. С помощью геотермометра С.Д. Скотта (1984) нами оценена температура образования арсенопирита, она ориентировочно составляет 318–380°C. Молибденит и халькопирит встречаются в рудах крайне редко. Молибденит вместе с кварцем залечивает микротрещины в пирите, образуя пластинчатые выделения размером до 50 мкм. Халькопирит представлен включениями в пирите, имеющими сложную форму и расплывчатые границы. Размер включений не превышает первых десятков мкм.

Мышьяковистый пирит и арсенопирит обычно в той или иной степени катаклазированы, вплоть до образования брекчий, в которых обломки сульфидов сцементированы карбонатным или кварц-

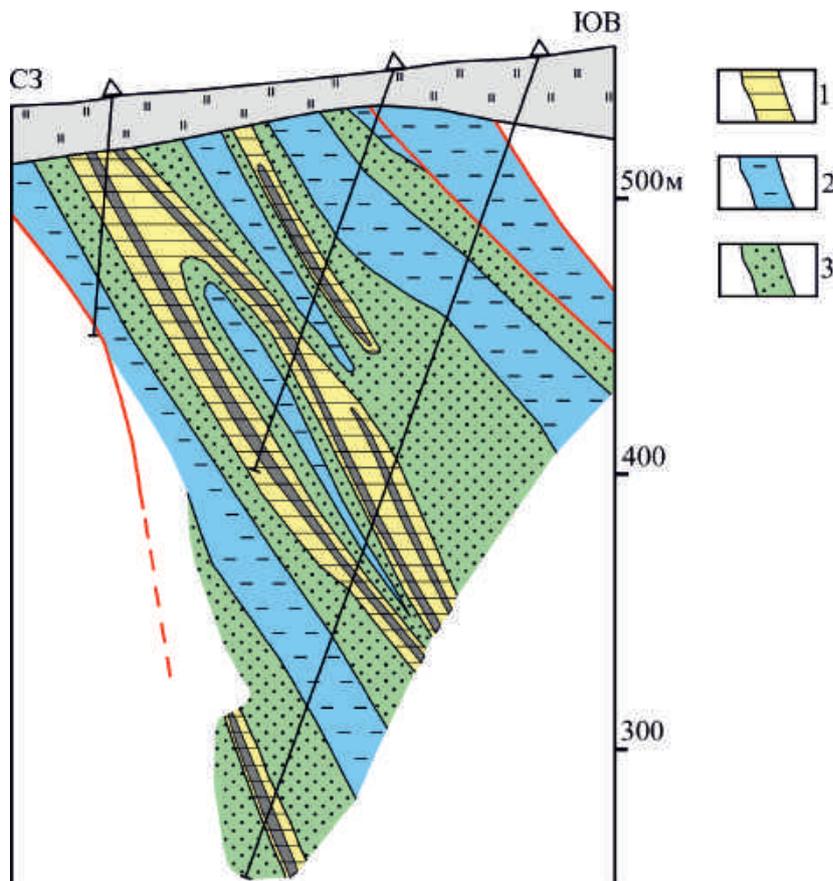


Рис. 4. Схема метасоматической зональности Вознесенского месторождения по профилю 204.

1 – березит-листвениты; 2 – пропилиты, 3 – переходные зоны, содержащие минеральные ассоциации березит-лиственитов и пропилитов. Остальные условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 4. Scheme of metasomatic zoning of the Voznesenskoye deposit along profile 204.

1 – beresite-listvenites; 2 – propylites, 3 – transitional zones containing mineral associations of beresite-listvenites and propylites. For other symbols, see Fig. 1.

альбит-карбонатным материалом. В зонах дробления, развитых в пирите, встречаются минералы поздней стадии рудообразования (см. рис. 3б): пирит, обогащенный Sb (0.28–0.31 мас. %), Fe-сфалерит, Zn-Fe-тетраэдрит и самородное высокопробное золото (952–997), содержащее примесь Cu и Ag. Минералы этой стадии, относящиеся к разряду редких, образуют выделения размером в первые десятки мкм в тесном сростании с карбонатом (доломит-анкеритом и кальцитом).

В производственных отчетах (Латыпов, 2014ф) указывается также на присутствие в составе руд галенита и антимонита. Нами они не обнаружены. Возможно, это связано с тем, что перечисленные сульфиды отсутствовали в изученных образцах, но могут быть установлены при изучении других образцов.

По нашим данным, на месторождении распространены метасоматические породы двух типов:

1) пропилиты, слагающие внешние зоны околорудного ореола, и 2) березит-листвениты, распространенные в его внутренних частях (рис. 4). Значительную часть объема метасоматического ореола составляют переходные зоны, в пределах которых развиты минеральные ассоциации как пропилитов, так и березит-лиственитов. Золоторудная минерализация локализована в березит-лиственитах, которые образуют линейные крутопадающие зоны мощностью до 30 м, имеющие длину по простиранию до 1.5 км и по падению до 350 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Электронно-микроскопические исследования минералов и определение их химического состава проводились в Институте геологии УФИЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе

Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (аналитик С.С. Ковалев). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета Az Tec One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда ЧНА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме «Point & ID», диаметр пучка составлял ≈ 3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пропилиты

Пропилитизации на месторождении подверглись как интрузивные, так и вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы. Обычно в пропилитах сохраняются реликты минералов и текстурно-структурные особенности протолита. По результатам оптических и электронно-микроскопических исследований в ореоле пропилитовых изменений установлены следующие минералы: амфибол, хлорит, калиевый полевой шпат и альбит (рис. 5а, б).

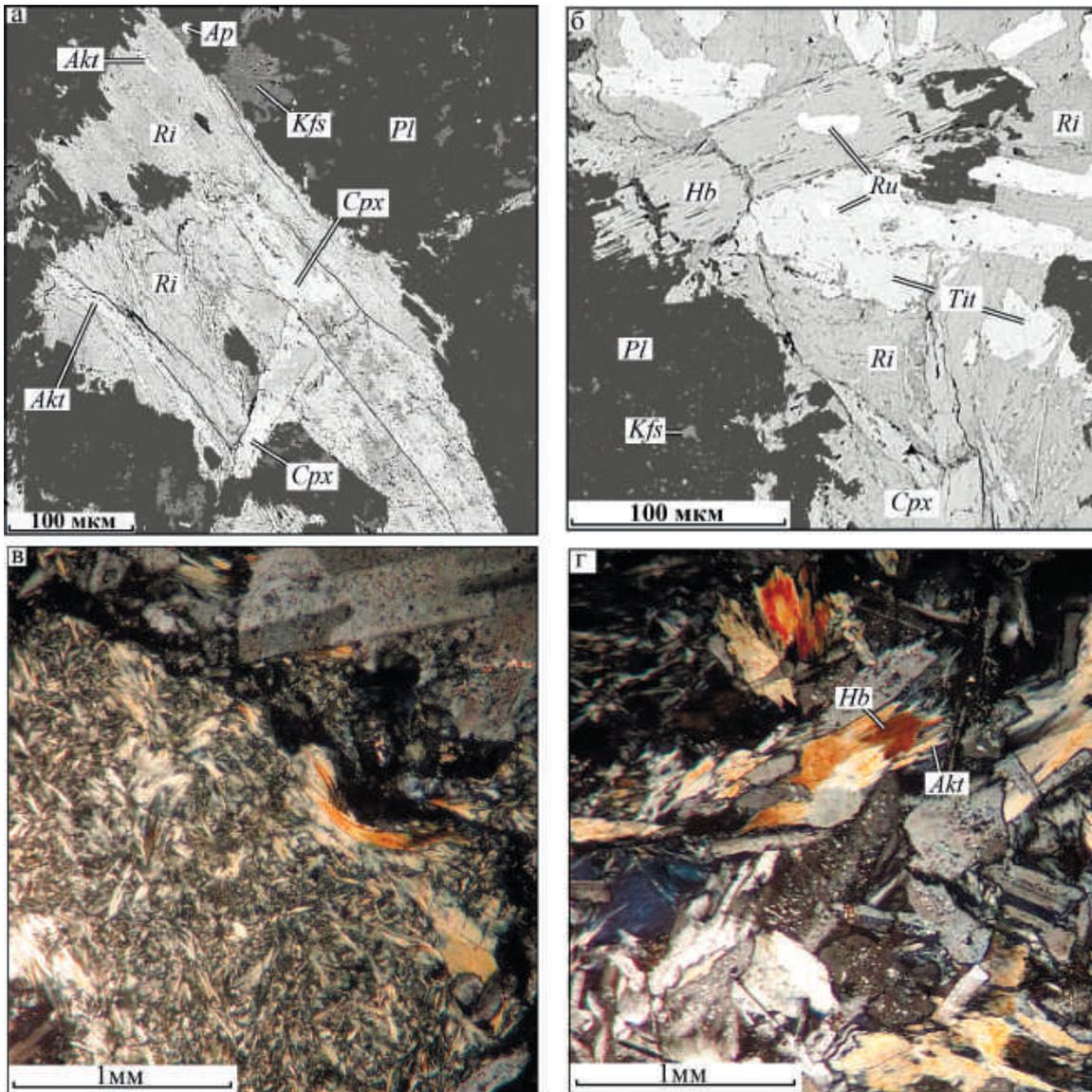


Рис. 5. Минералы пропилитов Вознесенского месторождения.

Изображения а, б – в обратнорассеянных электронах, в, г – в проходящем поляризованном свете. а, б – минералы, образовавшиеся в габбро-диорите по клинопироксену и плагиоклазу; в – хлорит-актинолитовый прожилок в диорите; г – замещение актинолитом роговой обманки.

Fig. 5. Minerals of propylites of the Voznesenskoye deposit.

Images a, б – in back-scattered electrons, в, г – in transmitted polarization light. a, б – minerals formed in gabbro-diorite after clinopyroxene and plagioclase; в – chlorite-actinolite veinlet in diorite; г – actinolite replacement of hornblende

В незначительных количествах присутствуют также кварц, титанит, рутил, ильменит, иногда пирит, кобальтин, апатит и карбонат. Выяснить пространственные вариации состава пропилитов, используя редкую сеть поисковых скважин, нам не удалось.

Амфибол, согласно классификации Б.Е. Лике (Leake, 1978), по химическому составу разделяется на три разновидности: магнезиальную роговую обманку (7.04–7.22 а.ф.е. Si, 0.76–0.92 Mg/(Mg + Fe²⁺)), актинолитовую роговую обманку (7.26–7.46 а.ф.е. Si, 0.65–0.87 Mg/(Mg + Fe²⁺)) и актинолит (7.52–7.57 а.ф.е. Si, 0.51–0.22 Mg/(Mg + Fe²⁺)) (табл. 1, рис. 6). Амфибол развивается по магматическому клинопироксену, стеклу эффузивных и цементу вулканогенно-обломочных пород. Для магнезиальной и актинолитовой роговой обманки характерны выделения в основном призматической формы размером до 1 мм часто в сростании с рутилом и титанитом. Актинолит представлен преимущественно игольчатыми агрегатами, которые нередко вместе с хлоритом слагают прожилки (см. рис. 5в). Возрастные

соотношения магнезиальной и актинолитовой роговой обманки не установлены. Актинолит формировался позднее и замещает обе разновидности роговой обманки (см. рис. 5г). Содержание TiO₂ в магнезиальной роговой обманке составляет 0.27–1%, в актинолитовой роговой обманке – 0.17–0.37%, в актинолите – 0.19–0.24 мас. %. Все амфиболы имеют небольшую примесь марганца. Обе разновидности роговой обманки содержат также в незначительных количествах натрия. В магнезиальной роговой обманке присутствует калий.

Хлорит замещает в пропилитах темноцветные минералы протолита, роговую обманку, стекло эффузивных и цемент вулканогенно-обломочных пород и выполняет прожилки. Он образует главным образом мелкочешуйчатые агрегаты. По химическому составу хлорит относится к рипидолиту (5.53–5.59 а.ф.е. Si, 0.46–0.53 Fe/(Fe + Mg)) (табл. 2, рис. 7). В небольших количествах в нем присутствуют хром, марганец, кальций и ванадий. Температура образования рипидолита, рассчитан-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) амфибола пропилитов и его кристаллохимические характеристики

Table 1. Chemical composition (wt %) of propylite amphibole and its crystal chemical characteristics

Компонент	Магнезиальная роговая обманка		Актинолитовая роговая обманка		Актинолит	
	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 3 ан.)
SiO ₂	49.11–50.27	49.78	49.43–51.73	50.88	51.64–51.67	51.65
TiO ₂	0.27–1.0	0.53	0.17–0.37	0.36	0.19–0.24	0.21
Al ₂ O ₃	4.26–5.39	4.77	3.54–3.75	3.63	3.09–3.16	3.14
FeO	16.98–20.13	18.84	18.06–19.65	18.52	22.6–22.71	22.65
MnO	0.42–0.58	0.52	0.39–0.67	0.48	0.71–0.82	0.78
MgO	12.1–13.46	12.96	12.1–13.45	12.83	9.1–9.6	9.4
CaO	9.68–10.74	10.13	9.65–10.76	10.3	10.93–10.94	10.94
Na ₂ O	0–0.67	0.21	0–0.67	0.22		
K ₂ O	0–0.23	0.13				
Сумма	97.01–98.88	97.97	95.81–98.75	97.27	98.58–98.82	98.73
Si	7.04–7.22	7.09	7.26–7.46	7.32	7.52–7.57	7.56
Al	0.72–0.85	0.78	0.6–0.62	0.61	0.52–0.55	0.54
Fe ³⁺	0.87–2.08	1.69	0.87–1.51	1.43	0.84–0.96	0.91
Fe ²⁺	0.23–1.39	0.57	0.4–1.39	0.8	1.79–1.93	1.87
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.76–0.92	0.85	0.65–0.87	0.78	0.51–0.52	0.53

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 13 катионов (без Ca, Na и K). Количество Fe³⁺ и Fe²⁺ определено по балансу зарядов.

Note. Formula coefficients are calculated for 13 cations (without Ca, Na and K). The amount of Fe³⁺ and Fe²⁺ was calculated from the charge balance.

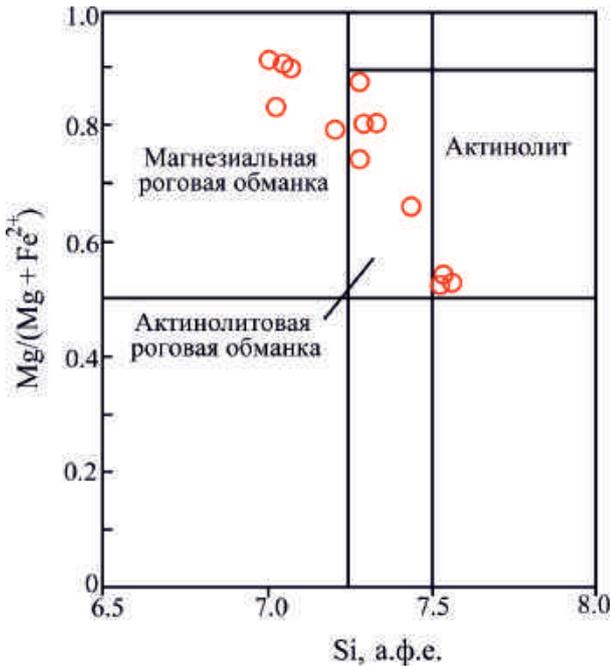


Рис. 6. Классификационная диаграмма (Leake, 1978) для амфибола пропилитов.

Fig. 6. Classification diagram (Leake, 1978) for propylite amphibole.

ная с помощью хлоритового геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 307–313°C ($T_{cp.} = 311^\circ\text{C}$, $n = 5$).

Калиевый полевой шпат развивается по плагиоклазу протолита и выполняет прожилки, что указывает на его гидротермально-метасоматическое происхождение. По химическому составу калиевый полевой шпат соответствует барийсодержащему ортоклазу ($\text{SiO}_2 - 62.71-65.27$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 17.81-19.23$, $\text{K}_2\text{O} - 15.15-16.25$, $\text{FeO} - 0.26-0.72$, $\text{BaO} - 0.31-0.56$ мас. %, $n = 6$ ан.). Альбит замещает плагиоклаз.

Березит-листвениты

Основными породообразующими минералами березит-лиственитов являются хлорит, светлая слюда, карбонат, альбит и кварц. В виде редких мелких чешуй присутствует биотит. Акцессорные минералы, так же как и в пропилитах, представлены титанитом, апатитом, рутилом и ильменитом. Кроме того, здесь появляется монацит. Апатит содержится в березит-лиственитах в значительно большем количестве. Березит-лиственитовые изменения установлены во всех типах пород месторождения.

Наиболее интенсивным метасоматическим преобразованиям подверглись породы рудовмещаю-

Таблица 2. Химический состав (масс. %) хлорита пропилитов и березит-лиственитов и его кристаллохимические характеристики

Table 2. Chemical composition (wt %) of propylite and beresite-listvenite chlorite and its crystal chemical characteristics

Компонент	Пропилиты		Березит-листвениты					
			В пределах рудных тел				В безрудных зонах	
	Рипидолит		Рипидолит		Пикнохлорит		Пикнохлорит	
	Пределы	Среднее ($n = 5$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 5$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 6$ ан.)	Пределы	Среднее ($n = 8$ ан.)
SiO_2	25.0–26.63	26.06	24.15–24.56	24.4	26.58–27.12	27.02	28.08–28.87	28.46
TiO_2	0–0.41	0.22					0–0.4	0.08
Al_2O_3	17.74–19.69	19.25	18.8–20.68	19.63	17.9–18.71	18.26	15.83–19.4	18.13
Cr_2O_3	0–0.13	0.03						
FeO	24.18–28.61	25.87	30.98–34.87	3.36	24.93–26.17	25.52	23.45–26.85	24.91
MnO	0.21–0.38	0.29	0.37–0.66	0.48	0.22–0.43	0.32	0.37–0.71	0.58
MgO	13.72–16.08	15.08	8.32–9.55	8.92	15.2–16.22	15.56	14.39–17.69	16.42
CaO	0.09–0.14	0.11	0–0.11	0.02			0–0.11	0.01
V_2O_5	0–0.16	0.06			0–0.21	0.11	0–0.14	0.05
Сумма	84.22–89.2	86.96	85.53–87.79	86.81	85.62–87.84	86.82	85.62–90.77	88.89
Si	5.53–5.59	5.58	5.46–5.5	5.48	5.75–5.81	5.79	5.85–6.09	5.94
Fe^{2+}	4.35–5.04	4.62	5.77–6.5	6.25	4.47–4.68	4.56	4.08–4.69	4.34
Mg	4.36–5.06	4.81	2.77–3.18	2.99	4.85–5.1	4.96	4.48–5.42	5.09
Al^{IV}	2.4–2.47	2.42	2.5–2.54	2.52	2.25–2.48	2.38	1.91–2.14	2.06
$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$	0.46–0.53	0.49	0.65–0.7	0.68	0.47–0.49	0.48	0.44–0.51	0.47
$T, ^\circ\text{C}$	307–313	311	333–338	336	287–293	289	255–280	271

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 10 (O). $T, ^\circ\text{C} = 106\text{Al}_c^{\text{IV}} + 18$, где $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{014} + 0.1(\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}))$ (Kranidiotis, MacLean, 1987).

Note. The formula coefficients are calculated for 10 (O). $T, ^\circ\text{C} = 106\text{Al}_c^{\text{IV}} + 18$, where $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}}_{014} + 0.1(\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}))$ (Kranidiotis, MacLean, 1987).

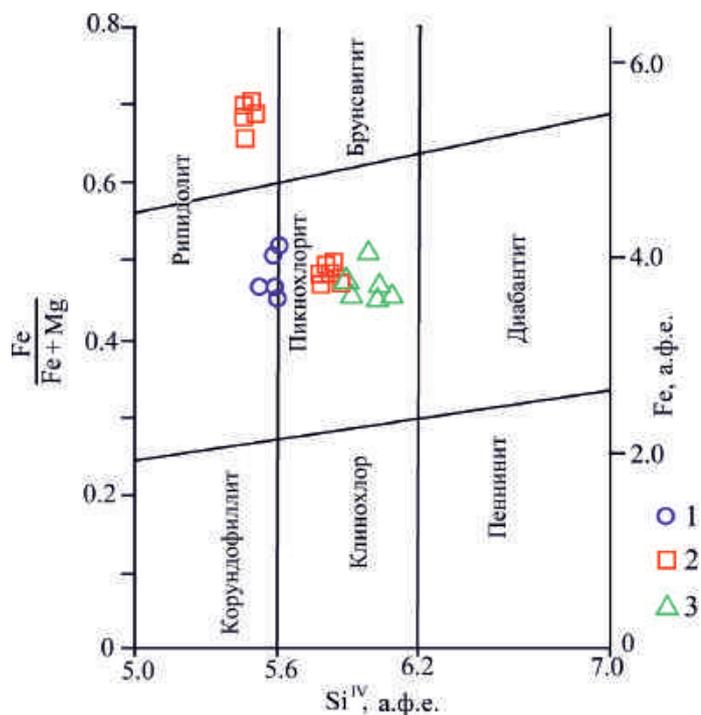


Рис. 7. Классификационная диаграмма (Hey, 1954) для хлорита пропилитов и березит-лиственитов.

Хлорит: 1 – пропилитов, 2–3 – березит-лиственитов, распространенных в рудных телах (2) и безрудных зонах (3).

Fig. 7. Classification diagram (Hey, 1954) for propylite chlorite and beresite-listvenite.

Chlorite: 1 – propylites, 2–3 – beresite-listvenites, common in ore bodies (2) and barren zones (3).

щих даек и их экзоконтактовых зон, нарушенных разрывами. Березит-листвениты имеют в пределах рудных тел неоднородное строение. Участки, почти полностью сложенные кварцем, светлой слюдой и альбитом (рис. 8а), чередуются с фрагментами относительно слабоизмененных (в основном карбонатизированных и хлоритизированных) пород. Сульфидная минерализация тяготеет к участкам интенсивных метасоматических изменений. Кроме того, она присутствует в альбит-серицит-кварцевых метасоматитах, образующих узкие оторочки вокруг кварцевых прожилков (рис. 8б). Березит-листвениты пронизаны сетью тонких прожилков карбоната. За пределами рудных тел интенсивность метасоматических преобразований заметно падает. Породы на флангах ореолов березитизации-лиственитизации подверглись главным образом слабому окварцеванию, хлоритизации и карбонатизации.

Биотит в основном замещен светлой слюдой и хлоритом. Изучить его состав удалось только в трех мелких чешуях. По химическому составу

(1.3–1.36 а.ф.е. Al, 0.35–0.39 Fe/(Fe + Mg)) он соответствует магниальному биотиту (табл. 3, рис. 9).

Хлорит по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых относится к рипидолиту (5.46–5.5 а.ф.е. Si, 0.65–0.7 Fe/(Fe + Mg)), а поздняя – к пикнохлориту (5.75–6.09 а.ф.е. Si, 0.44–0.51 Fe/(Fe + Mg)) (см. табл. 2, рис. 7). Рипидолит обнаружен только в пределах рудных тел, где он образует редкие гнезда, сложенные агрегатами с мелкочешуйчатым или радиально-лучистым строением (см. рис. 8в). Обычно рипидолит в той или иной степени замещен пикнохлоритом, карбонатом и светлой слюдой.

Пикнохлорит, распространенный как в рудных телах, так и за их пределами, слагает мелкочешуйчатые, иногда радиально-лучистые агрегаты, которые развиваются по темноцветным минералам протолита, биотиту, рипидолиту, основной массе эффузивных и цементу обломочных пород. Кроме того, он образует включения в мышьяковистом пирите. Его состав варьируется по латерали. Пикнохлорит, кристаллизовавшийся за пределами рудных тел, по сравнению с пикнохлоритом рудных зон, характеризуется более высокими содержаниями Si и меньшими значениями Al^{IV} (см. табл. 2). Температура образования рипидолита, оцененная с помощью хлоритового геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 333–338°C ($T_{cp.} = 336^\circ\text{C}$), пикнохлориты рудных зон – 287–293°C ($T_{cp.} = 287^\circ\text{C}$), пикнохлорита, развитого в безрудных интервалах березит-лиственитов, – 255–280°C ($T_{cp.} = 271^\circ\text{C}$).

Светлая слюда, представленная чешуйками размером от первых мкм до нескольких сотен мкм или их агрегатами, замещает более ранние хлорит и полевые шпаты и слагает прожилки. По химическому составу она соответствует серициту (3.03–3.31 а.ф.е. Si, 2.34–2.82 а.ф.е. Al, 0.08–0.16 а.ф.е. Fe, 0.01–0.32 а.ф.е. Mg, 0–0.012 а.ф.е. Mn) и фенгиту (3.37–3.44 а.ф.е. Si, 2.13–2.29 а.ф.е. Al, 0.13–0.22 а.ф.е. Fe, 0.27–0.38 а.ф.е. Mg) (табл. 4), которые имеет химический состав, обычный для калиевых слюд гидротермально-метасоматического генезиса. На диаграмме (Si–Al)–(Fe + Mg + Mn) фигуративные точки светлой слюды располагаются вдоль тренда изменения состава слюд ряда мусковит–фенгит (рис. 10). В обеих разновидностях светлой слюды отсутствует натрий. Фенгит имеет незначительную примесь титана и ванадия.

Альбит замещает плагиоклаз протолита и образует гнезда и прожилки чаще всего совместно с кварцем. Он содержит не более 2% анортиновой компоненты и не содержит калия (SiO₂ – 66.25–72.07, Al₂O₃ – 17.67–19.98, Na₂O – 9.51–11.33, CaO – 0–0.16 мас. %, n = 5 ан.).

Карбонат представлен кальцитом (MgO – 0.35–0.48, CaO – 51.44–55.11, MnO – 0–1.1, FeO –

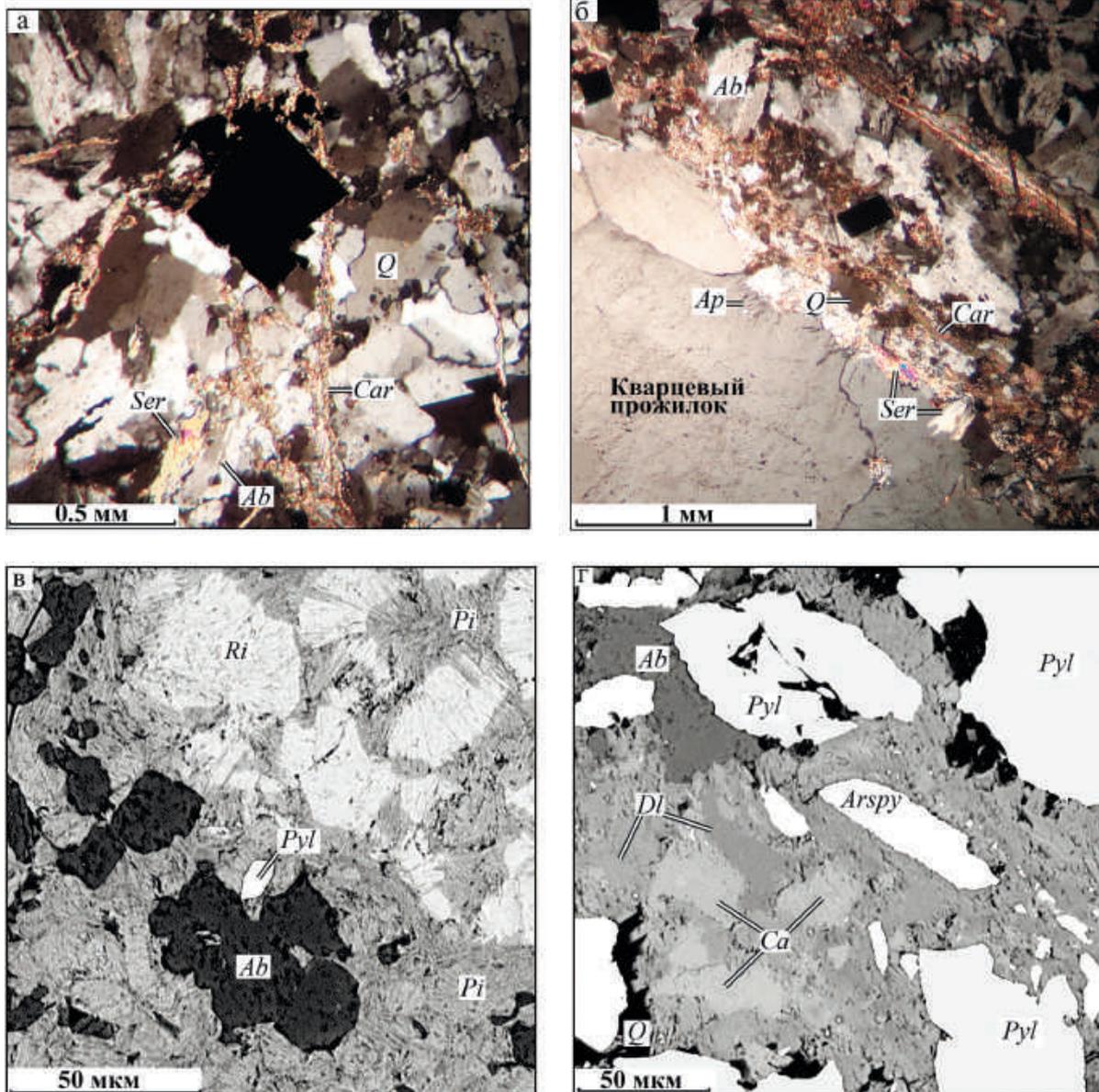


Рис. 8. Минералы березит-лиственитов Вознесенского месторождения.

Изображения а, б – в проходящем поляризованном свете, в, г – в обратнорассеянных электронах. а – серицит-альбит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью пирита, образовавшиеся по долериту; б – кварцевый прожилок с оторочкой альбит-серицит-кварцевых метасоматитов, содержащих сульфидную минерализацию; в – радиально-лучистые выделения рипидолита и пикнохлорита; г – брекчии, состоящие из обломков пирита и арсенопирита, сцементированных кварц-альбит карбонатным (кальцит-доломит-анкеритовым) материалом.

Fig. 8. Minerals of beresite-listvenites of the Voznesenskoye deposit.

Images а, б – in transmitted polarized light, в, г – in back-scattered electrons. а – sericite-albite-quartz metasomatites with disseminated pyrite, formed after dolerite; б – quartz veinlet with a margin of albite-sericite-quartz metasomatites containing sulfide mineralization; в – radially radiating segregations of ripidolite and pycnochlorite; г – breccias consisting of fragments of pyrite and arsenopyrite cemented by quartz-albite-carbonate (calcite-dolomite-ankerite) material.

0.59–1.19, SrO – 0.18–0.27 мас. %) и доломит-анкеритом (8.33–13.44% MgO, 28.5–36.27% CaO, 0.7–1.57% MnO, 6.87–14.01% FeO) (табл. 5). В слабоизмененных породах видно, что кальцит раз-

вивается преимущественно по плагиоклазу, тогда как доломит-анкерит – по темноцветным минералам. Для карбоната характерны агрегаты, в которых полигональные или округлые зерна каль-

Таблица 3. Химический состав биотита (мас. %) и его кристаллохимические характеристики

Table 3. The chemical composition of biotite (wt %) and their crystal chemical characteristics

Компонент	143	145	164
SiO ₂	40.12	38.51	39.08
TiO ₂	2.42	2.77	1.9
Al ₂ O ₃	14.92	14.29	14.93
FeO	14.91	16.7	15.35
MnO		0.20	0.21
MgO	15.79	14.72	15.12
CaO			0.58
K ₂ O	8.92	10.44	9.3
Сумма	98.19	97.63	96.47
Al	1.32	1.3	1.36
Fe ²⁺	0.94	1.08	0.99
Mg	1.77	1.692	1.735
X _{Fe}	0.35	0.39	0.36

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 11 (O). X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg).

Note. Formula coefficients are calculated for 11 (O). X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg).

цита и доломит-анкерита находятся в тесных сростаниях. Такие агрегаты, как отмечалось выше, часто выполняют прожилки и зоны дробления в мышьяковистом пирите (см. рис. 3б), а также совместно с кварцем и альбитом слагают цемент в брекчиях с обломками пирита и арсенопирита (см. рис. 8г). Для оценки P-T параметров образования карбоната был использован геотермобарометр А.С. Таланцева (1981). Изучался карбонат, развитый в рудных телах. Исследовано 8 пар контактирующих зерен, в каждой из которых произведено по три замера. При расчете величины приведенной магнезиальности в кальците и коэффициента K_{Fe} использовались средние значения. Установлено, что карбонат сформировался при температуре 288–334°C (T_{ср.} = 311°C) и давлении 0.48–0.72 кбар (P_{ср.} = 0.59 кбар) (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из приведенных выше данных, пропилиты Вознесенского месторождения содержат калиевый полевой шпат (ортоклаз). Амфибол представлен по крайней мере двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Изменение состава амфибола, по-видимому, отчасти связано с падением температуры в процессе минералообразования. На это косвенно указывает более низкое содержание Ti в актиноли-

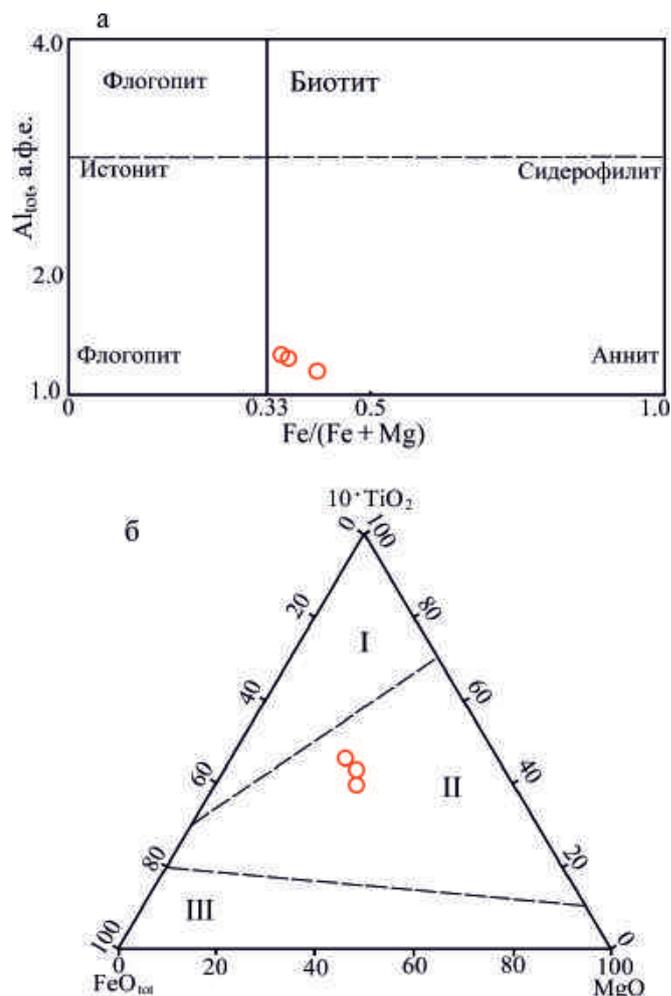


Рис. 9. Диаграммы (Al-Fe)-(Fe + Mg) (a) (Shabani et al., 2003) и FeO-10-TiO₂-MgO (б) (Nachit et al., 2005) для биотита.

На диаграмме (б) поля составов магматического (I), гидротермально измененного первично-магматического (II) и гидротермального (III) биотита.

Fig. 9. Diagrams (Al-Fe)-(Fe + Mg) (a) (Shabani et al., 2003) and FeO-10-TiO₂-MgO (б) (Nachit et al., 2005) for biotite.

Diagram (б) shows the compositional fields of igneous (I), hydrothermally altered primary igneous (II), and hydrothermal (III) biotite.

те по сравнению с роговой обманкой и особенно ее магнезиальной разновидностью. Согласно экспериментальным исследованиям и эмпирическим наблюдениям (Femenias et al., 2006; Ridoifi et al., 2004; Прибавкин, 2019; и др.), содержание Ti в амфиболе является функцией температуры и уменьшается при ее падении. Близкие вариации состава амфибола установлены в пропилитах медно-порфировых месторождений Баимской рудной зоны Чукотки (Марушенко, 2013; Нагорная, 2013).

Таблица 4. Химический состав фенгита и серицита (мас. %) и их кристаллохимические характеристики
Table 4. Chemical composition of phengite and sericite (wt %) and their crystal chemical characteristics

Компонент	Серицит		Фенгит	
	Пределы	Среднее (n = 5 ан.)	Пределы	Среднее (n = 8 ан.)
SiO ₂	46.38–49.85	48.73	49.24–51.75	50.83
TiO ₂			0–0.19	0.11
V ₂ O ₃			0–0.47	0.3
Al ₂ O ₃	29.53–35.5	32.29	27.06–28.88	28.13
FeO	1.25–2.75	2.16	2.27–3.8	2.63
MnO	0–0.19	0.04		
MgO	0.1–3.05	1.32	2.63–3.69	2.87
K ₂ O	10.05–10.49	10.36	8.52–10.86	10.12
Сумма	93.61–95.64	94.8	93.22–96.6	94.94
Si	3.03–3.31	3.2	3.37–3.44	3.39
Al	2.34–2.82	2.53	2.13–2.29	2.21
Fe ²⁺	0.08–0.16	0.13	0.13–0.22	0.16
Mg	0.01–0.32	0.14	0.27–0.38	0.3
Mn	0–0.012	0.002		

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 11 (O).

Note. Formula coefficients are calculated for 11 (O).

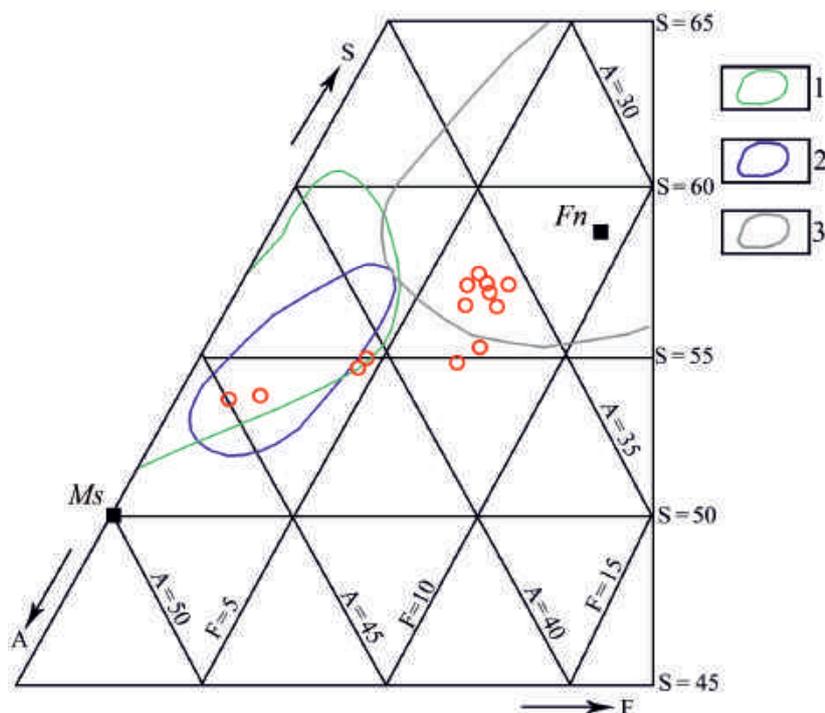


Рис. 10. Диаграмма A(Al)–S(Si)–F(Fe + Mg + Mn) для светлых слюд.

Поля составов светлых слюд: 1 – аргиллизитов, 2 – березитов, 3 – эпигенетических осадочных отложений (Метасоматизм..., 1998). Ms – мусковит, Fn – фенгит.

Fig. 10. A(Al)–S(Si)–F(Fe + Mg + Mn) diagram for light micas.

Fields of compositions of light micas: 1 – argillicites, 2 – beresites, 3 – epigenetic sedimentary deposits (Metasomatism..., 1998). Ms – muscovite, Fn – phengite.

Таблица 5. Химический состав карбоната и P-T параметры его образования

Table 5. Chemical composition of carbonate and P-T parameters of its formation

№ парагенезиса	Минерал	Состав, мас. %					Параметры парагенезиса			
		MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	Mg' _k	K _{Fe}	T°, C	P, kbar
1	Ca	0.35	53.67	0.75	0.69	0.25	0.011	0.08	300	0.48
	DI	13.23	31.27	0.72	8.63					
2	Ca	0.40	54.45	0.86	0.86	0.19	0.012	0.093	310	0.65
	DI	10.77	35.1	0.91	9.25					
3	Ca	0.40	54.49	1.1	0.73	0.23	0.012	0.098	309	0.7
	DI	10.46	36.27	0.75	7.45	–				
4	Ca	0.33	53.83	0.69	0.74	0.27	0.01	0.076	288	0.5
	DI	12.48	31.98	0.66	9.72					
5	Ca	0.37	52.25	0.97	0.69	0.22	0.011	0.098	296	0.72
	DI	12.01	32.96	0.7	7.03					
6	Ca	0.48	53.62	0.83	0.59		0.014	0.086	334	0.55
	DI	8.33	32.0	1.01	6.87					
7	Ca	0.43	55.11	0.22	0.96	0.26	0.012	0.092	321	0.61
	DI	13.44	29.73	1.57	10.38					
8	Ca	0.41	51.44	0.51	1.19	0.18	0.013	0.08	326	0.5
	DI	11.21	28.5	0.77	14.01					

Примечание. Mg'_k – приведенная магниальность кальцита, $Mg'_k = Mg_k(1 + 11.5Fe_k + 5Fe_k^2 + 5.50Fe_k^3 + 8Mn_k - 50Mn_k^2)$, где Mg_k, Fe_k, Mn_k – мольные доли указанных компонентов в кальците, K_{Fe} – отношение содержания Fe в кальците к содержанию Fe в доломите (Таланцев, 1981). Ca – кальцит, DI – доломит-анкерит.

Note. Mg'_k – the reduced magnesian content of calcite, $Mg'_k = Mg_k(1 + 11.5Fe_k + 5Fe_k^2 + 5.50Fe_k^3 + 8Mn_k - 50Mn_k^2)$, where Mg_k, Fe_k, Mn_k are the molar fractions of the indicated components in calcite, K_{Fe} is the ratio of the Fe content in calcite to the Fe content in dolomite (Talentsev, 1981). Ca – calcite, DI – dolomite-ankerite.

Хлорит пропилитов, по химическому составу отвечающий рипидолиту, кристаллизовался при температуре 307–313°C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации (Метасоматизм..., 1998).

Березит-листвениты представлены ассоциацией кварца, альбита, хлорита, светлой слюды и карбоната. Кроме того, в зонах березит-лиственитовых изменений диагностирован магниальный биотит, генетическая природа которого неясна и требует дальнейшего изучения. На классификационной диаграмме FeO–10TiO₂–MgO (см. рис. 9б) фигуративные точки его состава попадают в поле гидротермально измененного первично-магматического биотита. Однако при изучении слабоизмененных разностей эффузивных и интрузивных пород с помощью поляризационного и сканирующего электронного микроскопов биотит в них не обнаружен.

Хлорит березит-лиственитов по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых представлена железистым рипидолитом, а поздняя – пикнохлоритом, обедненным Fe и обогащенным Si. Скорее всего, такое изменение состава хлорита объясняется падением температуры в процессе минералообразования и, возможно, ростом активности

сульфидной серы во флюиде, обусловившем преимущественное вхождение Fe не в хлорит, а в сульфидные минералы. С ростом активности сульфидной серы в минералообразующем флюиде Л.И. Марушенко с соавторами (2015) связывают эволюцию состава хлорита от шамозита к клинохлору в серицит-кварцевых метасоматитах порфирового месторождения Песчанка.

По сравнению с хлоритом пропилитов рипидолит березит-лиственитов существенно обогащен Fe и обеднен Mg и имеет более высокую температуру формирования. Химический состав рипидолита, по-видимому, может использоваться на Вознесенском месторождении в качестве индикатора типа метасоматических изменений. Установлены вариации состава пикнохлорита по латерали, выражающиеся в увеличении в нем по мере удаления от рудных тел содержания Si и уменьшении количества Al в тетраэдрической позиции. Похожие изменения химического состава хлорита выявлены Э.М. Спиридоновым (1991, 2010) для метасоматитов березит-лиственитовой формации плутоногенных месторождений золота северной части Центрального Казахстана. Латеральная зональность по составу пикнохлорита связана с падением температуры на периферии ореолов березит-лиственитовых изменений. Температура образо-

вания хлорита (рипидолита и пикнохлорита), распространенного в пределах рудных тел, оценивается в 287–338°C, тогда как пикнохлорит, развитый за пределами рудных интервалов, формировался при 255–280°C (см. табл. 2).

Следует отметить, что рассчитанные величины температуры отложения хлорита рудных зон совпадают с модельными величинами температуры образования доломит-анкерит-кальцитового парагенезиса тех же зон (288–334°C) (см. табл. 5). Это дает основание полагать, что эти значения близки к истинной температуре минералообразования. Таким образом, наиболее высокотемпературная обстановка в процессе березитизации-лиственитизации существовала в рудовмещающих дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения в мезотермальных условиях (Старостин, 1988). Значения давления (0.48–0.72 кбар) были использованы нами для примерной оценки глубины формирования месторождения. С учетом повышенной плотности мафит-ультрамафитовых пород зоны Главного Уральского разлома она при литостатических условиях может составлять 1.5–2.5 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследований установлено, что метасоматические породы Вознесенского месторождения представлены пропилитами и березит-лиственитами. Золоторудная минерализация концентрируется в метасоматитах березит-лиственитового состава.

Основными минералами пропилитов, слагающих внешние зоны метасоматического ореола, являются амфибол, ортоклаз, альбит и рипидолит. Амфибол представлен по крайней мере двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная и актинолитовая роговая обманка, а к поздней – актинолит. Температура кристаллизации рипидолита пропилитов (307–313°C) соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации.

Березит-листвениты (ассоциация: кварц, альбит, хлорит, светлая слюда и карбонат) сформировались при температуре 255–338°C и давлении 0.48–0.72 кбар. Золоторудная минерализация концентрировалась в наиболее высокотемпературных зонах ореола березит-лиственитовых изменений. Такие температурные условия существовали в дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами. Светлая слюда в березит-лиственитах представлена серицитом и фенгитом, карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. Хлорит по химическому составу и времени кристалли-

зации разделяется на две разновидности, ранняя из которых относится к железистому рипидолитом, а поздняя – к пикнохлориту, обедненному Fe и обогащенному Si. По всей вероятности, изменения состава хлорита связано с падением температуры в процессе минералообразования, а также с ростом активности сульфидной серы. В пикнохлорите по мере удаления от рудных тел увеличивается содержание Si и уменьшается количество Al в тетраэдрической позиции. Вариации состава пикнохлорита по латерали обусловлены снижением температуры минералообразования.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения на уровне мезозоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородаевский Н.И. (1933) Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миаского районов. Башкирский РГФ. 144 с.
- Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2022) Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования. *Литосфера*, 22(3), 391-403. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>
- Латыпов Ф.Ф. (2014) Окончательный отчет по объекту: “Поиски золоторудных месторождений в пределах Калканской площади с целью подготовки объектов для лицензирования (Республика Башкортостан)” за 2012–2014 гг. Башкирский РГФ, 338 с.
- Марушенко Л.И. (2013) Минералогия пропилитов крупного медно-молибден-порфирирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка). *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (4), 22-30.
- Марушенко Л.И., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Прокофьев В.Ю. (2015) Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Au-Mo-Cu месторождения Песчанка (Чукотка). *Геология рудн. месторождений*, 57(5), 232-252. <https://doi.org/10.7868/S001677701503003X>
- Месторождения золота России. (2010) (Под ред. М.М. Константинова). М.: Акварель, 365 с.
- Метасоматизм и метасоматические породы. (1998) (Под ред. В.А. Жарикова). М.: Науч. мир, 492 с.
- Нагорная Е.В. (2013) Минералогия и зональность молибден-медно-порфирирового рудного поля Находка, Чукотка. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 28с.
- Прибавкин С.В. (2019) Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, 19(6), 902-918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультраабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 246 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Ека-

теринбург: УГГА, 622 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 197 с.

Скотт С.Д. (1984) Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидротермальных месторождениях. *Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования*. Новосибирск: Наука, 41-49.

Спиридонов Э.М. (1991) Закономерность формирования и размещения плутоногенных месторождений золота в северной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. (в форме науч. докл.) М.: МГУ, 78 с.

Спиридонов Э.М. (2010) Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации. *Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов*. Апатиты: КНЦ РАН, 143-171.

Старостин В.И. (1988) Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 256 с.

Таланцев А.С. (1981) Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 136 с.

Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>

Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, 1954. 30, 277-292. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1954.030.224.01>

Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.82.7.1898>

Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1978.042.324.21>

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosci.*, **337**, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(1), p. 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Shabani A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canad. Mineral.*, **41**(6), 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.41.6.1381>

REFERENCES

Borodaevskii N.I. (1933) Materials on Au and Cu deposits in Uchaly and Miass areas. Bashkirian RGF, 144 p. (In Russ., unpublished)

Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from

the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>

Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Magaz.*, 1954. 30, 277-292. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1954.030.224.01>

Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.82.7.1898>

Latypov F.F. (2014) Final report on the object: "Prospecting for gold deposits within the Kalkanskaya area in order to prepare objects for licensing (Republic of Bashkortostan)" for 2012-2014. Bashkirian RGF, 338 p. (In Russ., unpublished)

Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1978.042.324.21>

Marushchenko L.I. (2013) Mineralogy of propilites of the large porphyry copper-molybdenum deposit Peschanka (Western Chukotka). *Vestn. Mosc. Univ., Ser. 4. Geol.*, (2), 22-30. (In Russ.)

Marushenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Yu.N., Kal'ko I.A., Prokof'ev V.Yu. (2015) Quartz-sericite metasomatites and argillites Au-Mo-Cu of the Peschanka deposit (Chukotka). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57**(4), 232-252. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S001677701503003X>

Metasomatism and metasomatic rocks, (1998) (Ed. V.A. Zharikov) Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 492 p. (In Russ.)

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosci.*, **337**, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>

Nagornaya E.V. (2013) Mineralogy and zoning of the molybdenum-copper-porphyry ore field Nakhodka, Chukotka. Diss. cand. geol.-min. nauk. Moscow, 28 p. (In Russ.)

Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 902-918. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Russian gold deposits (2010). Ed. M.M. Konstantinov. Moscow, Aquarelle Publ., 365 p. (In Russ.)

Savel'eva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of Ural ophiolites and their analogues in modern oceanic crust. Moscow, GIN AN SSSR, 246 p. (In Russ.)

Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) Ural gold deposits. Ekaterinburg, US-AMG Publ., 622 p. (In Russ.)

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znameniskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)

Shabani A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Ap-

- palachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canad. Mineral.*, **41**(6), 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.41.6.1381>
- Scott SD (1984) The use of sphalerite and arsenopyrite to estimate temperatures and sulfur activity in hydrothermal deposits. *Physical and chemical models of petrogenesis and ore formation*. Novosibirsk, 41-49. (In Russ.)
- Spiridonov E.M. (1991) Pattern of formation and placement of plutogenic gold deposits in the northern part of Central Kazakhstan: Diss. dokt. geol-min nauk (in the form of a scientific report) Moscow, 78 p. (In Russ.)
- Spiridonov E.M. (2010) Review of gold mineralogy in the leading types of Au mineralization. *Gold of the Kola Peninsula and adjacent regions*. Apatity, KSC RAS, 143-171. (In Russ.)
- Starostin V.I. (1988) Paleotectonic regimes and mechanisms of formation of structures of ore deposits. Moscow, Nedra Publ, 256 p. (In Russ.)
- Talantsev A.S. (1981) Geothermobarometry on dolomite-calcite parageneses. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russ.)
- Znamensky S.E. (2009) Structural conditions for the formation of collision gold deposits on the eastern slope of the Southern Urals. Ufa, Gilem Publ, 348 p. (In Russ.)
- Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. (2022) Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, **22**(3), 391-403. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>

УДК 553.615

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-447-465

Высокоглиноземистые породы Панимбинской и Маяконской площадей Енисейского кряжа: вещественный состав и перспективы получения андалузитовых и кианитовых концентратов

А. В. Некипелова¹, Э. В. Сокол¹, С. Н. Кох¹, И. И. Лиханов¹, П. В. Хворов²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3, e-mail: nekipelova@igm.nsc.ru

²Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник

Поступила в редакцию 23.12.2022 г., принята к печати 13.03.2023 г.

Объект исследования. Андалузит- и кианитсодержащие (13–19 мас. % Al_2SiO_5) породы Тейского метаморфического комплекса (Маяконский и Панимбинский участки), Енисейский кряж. **Цель исследования.** Изучение вещественного состава и обогатимости высокоглиноземистых пород Панимбинской и Маяконской площадей. **Материалы и методы.** Лабораторные эксперименты по обогащению метаморфических пород Тейского комплекса методами электромагнитной и гравитационной сепарации выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Концентраты получены из представительных проб андалузитовых, кианитовых и андалузит-кианитовых метапелитовых пород. Породы дробили, измельчали и классифицировали на фракции <0.06 , $0.06 \leq x < 0.1$ и $0.1 \leq x < 0.25$ мм. Выделение концентратов производили из размерных фракций ≥ 0.06 мм. Методами количественного рентгенофазового анализа, РФА, МС-ИСП и СЭМ охарактеризованы фазовый состав, петро- и геохимические особенности исходных пород и продуктов их обогащения. **Результаты.** На первом этапе обогащения с применением электромагнитной сепарации получен магнитный продукт, в котором сконцентрированы ставролит, биотит, хлорит, ильменит, пирротин и пирит. На втором этапе из немагнитных продуктов на центробежном концентраторе с использованием СНВг₃ выделены легкие продукты, в которых сконцентрированы кварц, полевые шпаты и мусковит. На последнем этапе с помощью двухножевого сепаратора тяжелый продукт предыдущего этапа обогащения поделен на “магнитный” первичный (52–92 мас. % Al_2SiO_5) и “немагнитный” финальный (70–97 мас. % Al_2SiO_5) концентраты. Андалузит-кианитовые концентраты с содержанием до 97 мас. % Al_2SiO_5 удалось получить с использованием наиболее дешевых и простых методов магнитной и гравитационной сепарации. Выходы андалузит-кианитовых концентратов невысокие (0.7–6%), однако сопоставимы с показателями обогащения кианитовых руд Карелии и Кольского полуострова и провинции Ганьсу, Китай. **Выводы.** Доказана возможность извлечения андалузитового и/или кианитового концентратов высокой чистоты из высокоглиноземистых метапелитов Тейского метаморфического комплекса.

Ключевые слова: высокоглиноземистое сырье, кианит, андалузит, концентраты, обогащение, Енисейский кряж

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, проект № 21-77-20018

High-alumina rocks from the Panimba and Mayakon areas (Yenisei Ridge): Composition and industrial perspectives

Anna V. Nekipelova¹, Ella V. Sokol¹, Svetlana N. Kokh¹, Igor I. Likhanov¹, Pavel V. Khvorov²

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: nekipelova@igm.nsc.ru

²South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, UB RAS, Institute of Mineralogy, Ilmeny Reserve Area, Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia

Received 23.12.2022, accepted 13.03.2023

Для цитирования: Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Лиханов И.И., Хворов П.В. (2023) Высокоглиноземистые породы Панимбинской и Маяконской площадей Енисейского кряжа: вещественный состав и перспективы получения андалузитовых и кианитовых концентратов. *Литосфера*, **23**(3), 447–465. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-447-465>

For citation: Nekipelova A.V., Sokol E.V., Kokh S.N., Likhanov I.I., Khvorov P.V. (2023) High-alumina rocks from the Panimba and Mayakon areas (Yenisei Ridge): Composition and industrial perspectives. *Lithosphere (Russia)*, **23**(3), 447–465. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-447-465>

© А.В. Некипелова, Э.В. Сокол, С.Н. Кох, И.И. Лиханов, П.В. Хворов, 2023

Research subject. Andalusite- and kyanite-bearing (13–19 wt % Al_2SiO_5) rocks of the Teya metamorphic complex (Mayakon and Panimba areas), Yenisei Ridge. **Aim.** To study the composition and mineral content of high-alumina rocks from the Panimba and Mayakon areas. **Materials and methods.** Laboratory mineral processing was employed to estimate the mineral content of metamorphic rocks of the Teya complex using a magnetic and gravity separation at the Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Novosibirsk). The concentrates were obtained from typical samples of andalusite, kyanite, and andalusite-kyanite metapelites. After crushing and grinding, the rock samples were separated into size fractions <0.06 , $0.06 \leq x < 0.1$ and $0.1 \leq x < 0.25$ mm. The concentrates were recovered from size fractions ≥ 0.06 mm. Phase, bulk rock, and trace element composition of the rock samples, mineral concentrates, and other fractions were analyzed using XRD, XRF, ICP-MS, and SEM. **Results.** The magnetic product obtained at the first stage of mineral processing using magnetic separation accumulated staurolite, biotite, chlorite, ilmenite, pyrrhotite, and pyrite. At the second stage, light products containing quartz, feldspars, and muscovite were separated from non-magnetic products with CHBr_3 using a centrifugal concentrator. At the last stage, using a double-knife separator, the heavy product from the previous beneficiation stage was separated into a “magnetic” raw concentrate (52–92 wt % Al_2SiO_5) and a “non-magnetic” final (70–97 wt % Al_2SiO_5) concentrate. The andalusite-kyanite concentrates (up to 97 wt % Al_2SiO_5) were obtained by the combination of cheapest and simplest methods of magnetic and gravity separation. The concentrates containing andalusite and kyanite with low recovery (0.7–6%) are comparable to the grade of kyanite-bearing ores of Karelia, the Kola Peninsula, and Gansu Province, China. **Conclusions.** The study shows that high-quality andalusite and/or kyanite concentrates can be recovered from high-alumina metapelites of the Teya metamorphic complex.

Keywords: high-alumina raw materials, kyanite, andalusite, concentrates, beneficiation, Yenisei Ridge

Funding information

This research was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018

Acknowledgements

We would like to thank Dr. P.S. Kozlov (IGG UB RAS, Ekaterinburg) for collecting a representative samples and consulting, as well as I.Yu. Vaskova and Yu.V. Demina (IGM SB RAS, Novosibirsk) for laboratory experiments on beneficiation of high-alumina rocks. The manuscript profited from valuable suggestions and criticism by anonymous reviewers.

ВВЕДЕНИЕ

Минералы группы силлиманита (силлиманит (*Sil*), кианит (*Ky*), андалузит (*And*)), обладающие исключительными огнеупорными свойствами, являются востребованным сырьем для производства огнеупоров с рабочими температурами до 1800–1900 °С, спецкерамики, противопожарных покрытий, различных литейных форм, композитных материалов и пр. (Лепезин, Горюнов, 1988; Огородников и др., 2013а; Фрулли, 2017; Niu et al., 2012). В перспективе из этого вида сырья возможна организация производства силумина, иных Al сплавов и металлического алюминия (Лепезин и др., 2010; Войтеховский и др., 2011; Лепезин, 2016а, б).

В настоящее время извлечение Al_2SiO_5 -концентратов осуществляется преимущественно из богатых руд простого фазового состава – кианитовых и/или силлиманитовых кварцитов, которые являются продуктами метасоматической переработки полиминеральных метаморфических субстратов, а также из россыпей. Добыча ведется из месторождений с запасами сырья в 1×10^6 т при

содержании Al_2SiO_5 фаз ≥ 10 –13% для метаморфических пород и 1–2% для россыпей (Лепезин и др., 2010; Огородников и др., 2013а; Лепезин, 2016а, б).

Эффективность процессов обогащения Al_2SiO_5 -руд определяется их вещественным составом, типами сростков, крупностью минералов и их индивидуальными свойствами. Анализ исследовательских работ и опыта промышленного обогащения метаморфогенно-метасоматических пород и материала россыпей показывает, что наиболее эффективным методом извлечения Al_2SiO_5 фаз является флотация в сочетании с методами гравитационной и/или магнитной сепарации и ультразвуковой обработки (Огородников и др., 2013а; Лепезин, 2016а, б; Zhao et al., 2017). Методы, дополняющие флотацию, используют для отделения кварца, алюмосиликатов, REE+Y-содержащих минералов, а также фаз-концентраторов Fe, Ti и S – ставролита, ильменита, сульфидов. На этом этапе получают низкосортный Al_2SiO_5 -концентрат, кондиции которого повышают, используя несколько циклов флотации. Поскольку флотационный метод обогащения Al_2SiO_5 руд очень дорог, постоянно предпринимаются попыт-

ки разработки принципиально иных схем обогащения метаморфических глиноземистых пород, преимущественно основанных на сочетании процедур гравитационной и магнитной сепарации (Mitchell, Harrison, 1997; Gogou et al., 2021).

На территории Енисейского кряжа выявлены несколько крупных площадей развития высокоглиноземистых метаморфических пород, которые в перспективе могут рассматриваться как региональная ресурсная база небокситовых источников глинозема (Козлов, 2018) (рис. 1). Слагающие их метапелиты содержат минералы группы силлиманита, ставролит и хлоритоид. Основные площади их развития сосредоточены в пределах Тейского метаморфического комплекса и включают в себя Тейское (*Sil*), Панимбинское (*And*), Маяконское и Чиримбинское (*And-Ky*), Кийское (*And-Ky-Sil*) и другие рудопроявления (Козлов, Лепезин, 1995; Козлов, 2018). Указанные площади расположены на правом берегу Енисея в таежной местности, удалены от Красноярска на 660 км, а от Енисейска – на 300 км и труднодоступны для автомобильного транспорта из-за отсутствия дорог с твердым покрытием и нестабильной работы паромной переправы через р. Енисей.

Нами выполнены лабораторные эксперименты по обогащению метаморфических пород Тейского комплекса, обладающих сложным фазовым составом. В настоящей статье приводится комплекс минералого-геохимических характеристик Al_2SiO_5 -концентратов и дается общая оценка потенциальной обогатимости железисто-глиноземистых метапелитов Маяконского и Панимбинского участков.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лабораторные эксперименты по обогащению метаморфических пород Тейского комплекса методами электромагнитной и гравитационной сепарации выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Фазовый состав и петро- и геохимические особенности как валовых проб, так и всех продуктов обогащения рядовых кианит-андалузитовых метапелитов Тейского комплекса охарактеризованы комплексом методов высокого разрешения. Петрографические наблюдения и диагностика минералов выполнены методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на сканирующем электронном микроскопе MIRA3-LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системой микроанализа AZtec Energy Xmax-50+. СЭМ явилась базовым методом, позволяющим осуществлять диагностику минералов, определять химический состав фаз и контролировать раскрытие минеральных сростков. Содержание петрогенных элементов было определено методом атомной эмиссии на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой IRIS Advantage. Эти ис-



Рис. 1. Схема расположения метаморфогенных рудопроявлений андалузита, кианита и силлиманита (небокситовых источников высокоглиноземистого сырья) в пределах Заангарской части Енисейского кряжа (Козлов, 2018).

Fig. 1. Sketch of the Trans-Angara part of the Yenisei Ridge showing locations of occurrences of metamorphic non-bauxite Al-rich rocks (andalusite, kyanite, and sillimanite), modified after (Kozlov, 2018).

следования проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ, г. Новосибирск). Микроэлементный состав проб определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре NexION 300S в ЦКП “Геоаналитик” (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург). В ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс) выполнен рентгенофазовый анализ пород на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 с использованием Си-анода и графитового монохроматора. Расчет количества кристаллических фаз проведен методом Ритвельда с использованием программного пакета SIROQUANT V4 без учета содержания рентгеноаморфной составляющей. Сокращения названий минералов даны по (Warr, 2021).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ

Панимбинское рудопроявление приурочено к мезопротерозойским углеродистым метапелитам (черным сланцам) кординской свиты среднерифей-

ского возраста (1350–1030 млн лет), метаморфизованным при *P-T* параметрах эпидот-амфиболитовой фации. Линзовидные рудные тела вытянуты в субмеридиональном направлении в соответствии с генеральным трендом простирания пород. Выделены северное и южное тела с геометрическими параметрами $1200 \times (50-750)$ и 650×40 м соответственно. Минеральная ассоциация метапелитов: $Qz + Ms + Chl + And \pm Cld \pm Pl \pm Gr$. Содержание Al_2O_3 в этих породах составляет 19.1–21.2 мас. %; прогнозные ресурсы в пересчете на андалузит при его содержании 10–12 мас. % на глубину 100 м оцениваются в 140×10^6 т (Козлов, Лепезин, 1995; Козлов, 2021).

Маяконское рудопроявление расположено севернее Панимбинского и сходно с последним по возрасту (средний рифей, 1350–1250 млн лет), набору и валовому химическому составу пород (табл. 1, 2). Его формирование связывают с локальным дислокационным метаморфизмом уровня кианит-силлиманитовой фации, наложенным на андалузит-

содержащие породы. Линзовидные рудные тела прослежены на расстояние до 1 км при мощности до 80 м. Типичный парагенезис метапелитов: $Ms + Chl + Bt + Qz + Ky + St \pm And \pm Pl$. Содержание Al_2O_3 в этих рудах достигает 23.9 мас. % при среднем содержании 20.3 мас. %, по данным (Козлов, Лепезин, 1995; Козлов, 2021), и 19.9 мас. %, по нашим данным. Прогнозные ресурсы, рассчитанные на глубину 50 м при среднем суммарном содержании $Al_2SiO_5 \approx 15\%$, оцениваются в 2.5×10^3 т (Козлов, 2018).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика фазового, химического и микроэлементного состава высокоглиноземистых пород

Высокоглиноземистые метапелиты Тейского комплекса обладают сложным фазовым составом. В породах Панимбинского и Маяконского участков

Таблица 1. Содержания макро- (мас. %) и микрокомпонентов (г/т) в высокоглиноземистых породах Тейского комплекса
Table 1. Major (wt %) and trace element compositions (ICP MS data, ppm) of Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex

Компонент	Панимбинское рудопроявление				Маяконское рудопроявление		Породы Тейского комплекса X_{cp} , n = 71
	Обр. 10	Обр. 27	Обр. 28	Обр. 30	Обр. 36а	Обр. 70	
SiO ₂	61.56	60.36	63.29	62.46	60.41	56.82	60.73
TiO ₂	1.04	1.07	0.91	0.97	0.96	0.99	0.96
Al ₂ O ₃	18.77	19.62	20.01	19.40	23.29	22.99	19.98
Fe ₂ O ₃	9.49	9.74	6.92	8.61	7.60	8.35	7.80
MnO	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.07	0.09
MgO	3.01	3.09	2.23	2.40	1.37	2.25	2.05
CaO	0.19	0.30	0.17	0.08	0.28	0.16	0.83
Na ₂ O	0.16	0.26	0.25	0.12	1.01	0.43	0.62
K ₂ O	4.00	3.41	4.10	3.42	3.45	3.52	3.33
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.07	0.07	0.11	0.08	0.12
BaO	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06
П.п.п.	1.92	1.89	1.92	2.56	1.48	3.60	3.19
Сумма	100.37	100.02	100.03	100.24	100.09	99.34	—
Li	29	40	18	28	30	50	37
Co	17	21	9.0	8.0	10	11	10
Ga	19	15	18	18	22	21	17
Zr	140	110	110	1130	110	120	130
Nb	12	11	11	11	10	13	12
Th	4.6	2.9	2.9	9.0	5.0	3.1	3.8
U	2.1	1.2	1.6	1.9	1.5	2.4	1.7
ΣREE	50.3	16.4	22.1	108	65.4	11.6	38

Примечание. X_{cp} – средние содержания, рассчитанные для пород обоих участков.

Note. X_{cp} – average contents were calculated for both Panimba and Mayakon localities.

Таблица 2. Фазовый состав высокоглиноземистых пород Тейского комплекса и продуктов их обогащения по данным количественного рентгенофазового анализа, мас. %

Table 2. Mineral composition of Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex and their beneficiation products according to the data of quantitative X-ray phase analysis, wt %

Фаза	Размерность, мм									
	–	<0.06	0.06 ≤ x < 0.1				0.1 ≤ x < 0.25			
	Исходная проба	Шлам	Магнитный концентрат	Легкая фракция	Первичный концентрат	Финальный концентрат	Магнитный концентрат	Легкая фракция	Первичный концентрат	Финальный концентрат
Обр. 10										
<i>And</i>	15	6	3	23	67	73	5	8	78	86
<i>Qz</i>	49	68	44	72	22	23	52	82	14	10
<i>Ms+Bt</i>	29	20	44	5	8	3	32	7	7	4
<i>Chl</i>	7	6	8	<1	2	<1	6	2	<1	<1
<i>Zeo</i>	<1	<1	1	<1	<1	<1	5	1	1	<1
Обр. 27										
<i>Ky</i>	20	≤3	≤3	≤3	92	94	≤3	≤3	52	82
<i>And</i>	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Qz</i>	45	66	42	91	4	3	39	78	9	4
<i>St</i>	14	15	16	<1	2	<1	16	<1	10	<1
<i>Ms+Bt</i>	21	16	37	9	2	3	45	18	6	6
<i>Chl</i>	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	4	23	8
<i>Zeo</i>	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Обр. 28										
<i>And</i>	17	11	7	21	69	76	5	6	79	92
<i>Qz</i>	49	60	56	72	25	21	62	70	11	6
<i>KFsp</i>	4	<1	<1	<1	<1	<1	<1	12	<1	<1
<i>St</i>	5	5	5	<1	<1	<1	6	<1	<1	<1
<i>Ms+Bt</i>	24	19	31	7	6	3	25	12	10	2
<i>Chl</i>	1	3	1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1
<i>Zeo</i>	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Обр. 30										
<i>And</i>	14	8	10	19	60	92	8	7	87	95
<i>Ky</i>	<2	≤3	≤3	≤3	17	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3
<i>Qz</i>	55	63	35	71	15	5	41	75	8	3
<i>St</i>	5	5	9	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Ms+Bt</i>	21	17	38	10	8	3	42	15	5	2
<i>Chl</i>	5	7	8	<1	<1	<1	9	3	<1	<1
Обр. 36а										
<i>Ky</i>	13	≤3	≤3	≤3	55	57	≤3	≤3	29	36
<i>And</i>	5	6	<1	3	13	23	<1	3	22	39
<i>Qz</i>	50	50	23	67	12	9	27	61	16	6
<i>Pl</i>	8	14	<1	15	<1	<1	<1	21	<1	<1
<i>Ms+Bt</i>	9	10	36	<1	11	3	30	<1	12	4
<i>Chl</i>	15	20	41	12	9	7	43	12	19	12
<i>Zeo</i>	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	3	2	3
Обр. 70										
<i>Ky</i>	13	≤3	≤3	≤3	90	97	≤3	≤3	75	70
<i>Qz</i>	45	55	20	86	2	2	22	73	1	<1
<i>St</i>	8	7	56	<1	4	<1	43	<1	1	<1
<i>Ms+Bt</i>	24	27	13	13	4	1	17	21	19	30
<i>Chl</i>	10	11	11	1	<1	<1	18	6	4	<1

Примечание. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *KFsp* – калиевый полевой шпат, *Ky* – кианит, *Ms* – мусковит, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *St* – ставролит, *Zeo* – цеолит.

Note. *And* – andalusite; *Bt* – biotite, *Chl* – chlorite, *KFsp* – potassium feldspar, *Ky* – kyanite, *Ms* – muscovite, *Pl* – plagioclase, *Qz* – quartz, *St* – staurolite, *Zeo* – zeolite.

количественно преобладают кварц (7–63 мас. %) и слюды (мусковит + биотит ± маргарит – 8–49 мас. %), часто присутствует хлорит (до 20 мас. %), иногда – плагиоклаз (до 29 мас. %), гранаты (до 9 мас. %) и цеолиты (до 1 мас. %). Алюминий распределен между пятью минералами-носителями: андалузит и/или кианит (62–63 мас. % Al_2O_3) и развивающиеся по ним маргарит (48–51 мас. % Al_2O_3) и мусковит (38–39 мас. % Al_2O_3), а также ставролит (53–55 мас. % Al_2O_3). Породы Панимбинского участка преимущественно содержат андалузит (3–17 мас. %), в единичных пробах – кианит (до 29%); в половине проб также обнаружен ставролит (2–15 мас. %). Породы Маяконского участка содержат до 20 мас. % кианита. Ставролит присутствует практически во всех пробах (1–13 мас. %), тогда как андалузит (3–24 мас. %) обнаружен только в 1/3 проб.

В микрозернистом матриксе метапелитов кординской свиты Тейского комплекса андалузит образует крупные (до 2 см) хаотично распределенные идиоморфные порфиробласты (часто хиастолиты) (рис. 2). Состав минерала близок к стехиометрическому, характерная для этого минерала примесь FeO присутствует постоянно, но в малых количествах (0.22–0.37 мас. %; $X_{cp} = 0.25$ мас. %, $n = 30$). В метапелитах Панимбинского участка большинство индивидов андалузита замещено агрегатом мусковита, образующим толстые каймы (см. рис. 2б, г, д), а в предельных случаях – полные псевдоморфозы (см. рис. 2в). По трещинам, секущим центральные части индивидов андалузита, часто развивается маргарит (см. рис. 2д, 5з). В породах Маяконского участка крупные пойкилокристаллы андалузита отличаются лучшей сохранностью, однако содержат включения кварца и биотита.

Радиально-лучистый кианит псевдоморфно замещает ранний андалузит и часто образует сростки со ставролитом (рис. 3). Эти скопления окружены массой из биотитовых и мусковитовых чешуй и мелких зерен кварца (см. рис. 3а–в). Кианит, как правило, свежий, единственной характерной примесью в нем является FeO (0.24–0.57 мас. %; $X_{cp} = 0.32$ мас. %, $n = 14$).

Ставролит образует свежие идиоморфные порфиробласты (до 1 мм). В минерале регулярны обильные мельчайшие включения кварца, которые сосредоточены в центре индивидов или расположены по секторам роста; на периферии зерен количество включений обычно резко падает (рис. 4). Ставролит в среднем содержит 14 мас. % FeO и постоянную примесь магния (0.65–1.84 мас. % MgO; $X_{cp} = 1.29$, $n = 60$), реже отмечаются титан (0.28–0.73 мас. % TiO_2) и марганец (0.19–0.44 мас. % MnO). В породах Маяконского участка ставролит в единичных случаях содержит примесь цинка (0.34–0.81 мас. % ZnO).

Среди аксессуарных минералов в породах Панимбинского и Маяконского участков доминиру-

ет ильменит, регулярно отмечается монацит, реже встречаются рутил, ксенотим, циркон и фторапатит (см. рис. 2г, д; 3в, г; 5). Породы Панимбинского участка отличаются разнообразием аксессуарных фаз: помимо перечисленных выше минералов в них регулярно встречаются пирит, пирротин и иногда халькопирит и барит, присутствуют единичные выделения цинкита, торанита, галенита, молибденита, кубанита, сульфидов Ag и сульфотеллуридов Bi. Аксессуары, как правило, образуют скопления мелких зерен, стяжения неправильной формы, сложные многофазные сростки (см. рис. 5а–е). В кианите количество включений минимально. Для андалузита, напротив, характерно их обилие. Ядра хиастолитов часто наполнены мелкими (20–70 мкм) включениями ильменита, рутила и реже циркона (до 10 мкм) (см. рис. 2д). На границе порфиробластов андалузита и вмещающей их породы иногда сосредоточены зерна ильменита и Th-содержащего монацита (см. рис. 5ж).

Уровни содержаний макро- и микрокомпонентов в метапелитах Тейского комплекса иллюстрирует табл. 1. На Панимбинском и Маяконском рудопроявлениях они обладают сходным макрокомпонентным составом. Эти породы следует классифицировать как высокоглиноземистые ($X_{cp} \approx 20$ мас. % Al_2O_3) метапелиты с умеренным содержанием K_2O ($X_{cp} = 3.44$ мас. %) и низким – CaO ($X_{cp} = 0.74$ мас. %, $n = 71$). В 80% проб концентрация Al_2O_3 имеет диапазон 16–22 мас. %, достигая 24–33 мас. % в единичных образцах. Концентрации $Fe_2O_3_{общ}$ ($X_{cp} = 7.91$ мас. %, $X_{max} = 11.93$ мас. %), MgO ($X_{cp} = 2.12$ мас. %) достаточно высоки, титана – умеренные ($TiO_2 = 0.96$ мас. %) ($n = 71$), содержания MnO ($X_{cp} = 0.09$ мас. %), P_2O_5 ($X_{cp} = 0.12$ мас. %) и Na_2O ($X_{cp} = 0.64$ мас. %) низкие.

Количество V, Cu, Ga и Nb в метапелитах Тейского комплекса сопоставимо со средними их содержаниями с верхней континентальной коре (UCC) (Rudnick, Gao, 2003), а концентрации Rb, Y, Zr, ΣREE , Th и U понижены. В целом распределение микроэлементов в породах Тейского комплекса сходно с таковым в породах кейвской серии. Относительно последних породы Тейского комплекса в среднем в 2–5 раз беднее REE (179 и 38 г/т соответственно), Th (11.9 и 3.78 г/т), Y (12.3 и 4.64 г/т), Rb (53.3 и 21.3 г/т) и Co (23.5 и 9.75 г/т) (Огородников и др., 2013б).

Технологически благоприятными параметрами изученных руд Енисейского кряжа являются: 1) крупная зернистость Al_2SiO_5 фаз; 2) фактическое отсутствие в породах сульфидов и плагиоклазов и низкие содержания в них S, Ca, Mn, P; 3) низкая степень графитизации; 4) особенности фаз-концентраторов Fe, Mg и Ti (ставролита, биотита и ильменита), которые могут быть эффективно удалены из концентрата Al_2SiO_5 посредством магнитной сепарации; 5) минимальное количество

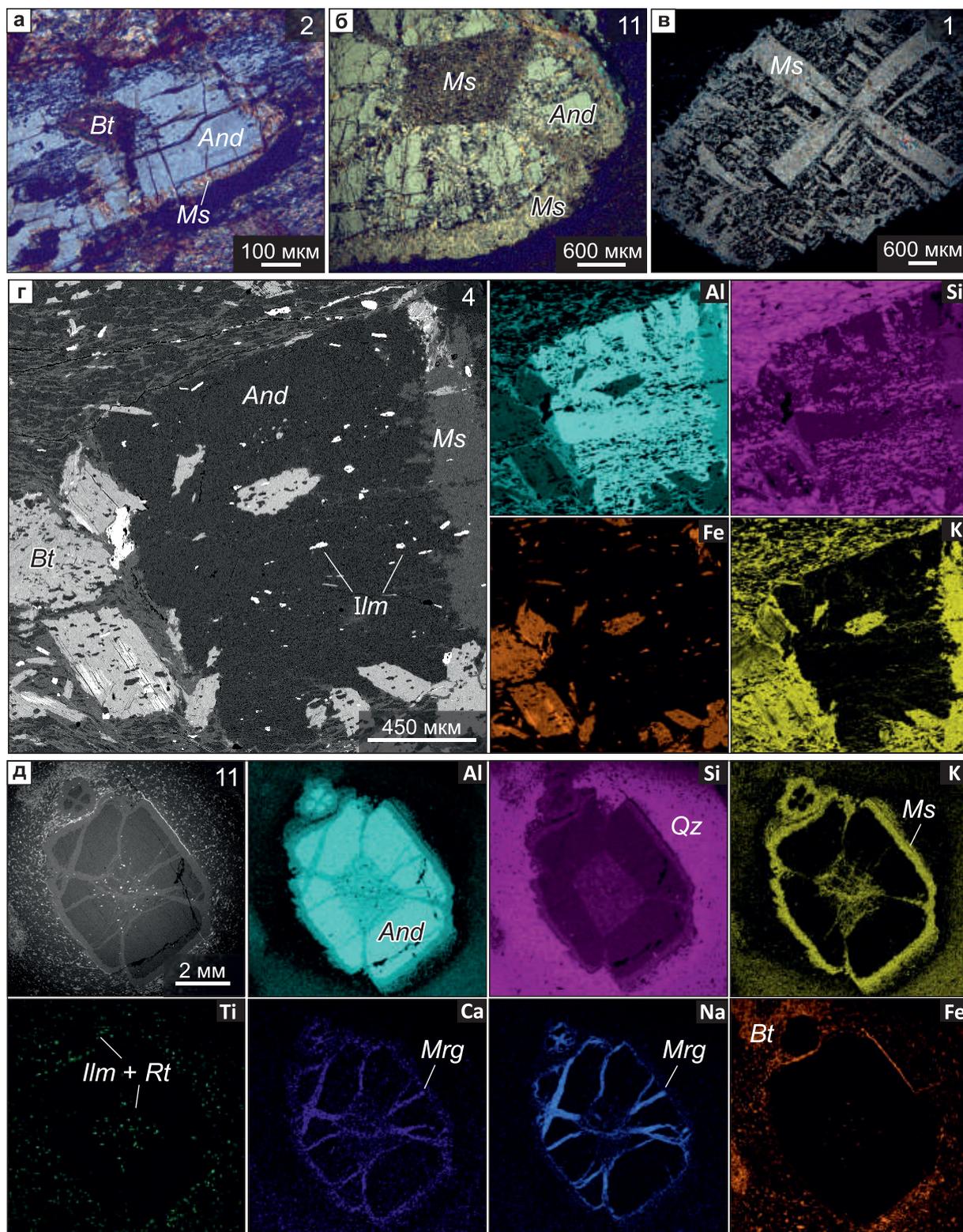


Рис. 2. Морфология андалузита из высокоглиноземистых пород Тейского комплекса (Панимбинский участок). Оптические фотографии, николи скрещены: а – порфиробласт андалузита с тонкой мусковитовой каймой; б – индивид андалузита (хиастолит), частично замещенный мусковитом; в – полная псевдоморфоза мусковита по андалузиту. Изображения в обратнорассеянных электронах и карты в характеристическом излучении Al, Si, K, Ca, Na, Fe и Ti: г – крупный индивид андалузита, насыщенный включениями ильменита; д – хиастолит, замещенный маргаритом внутри и мусковитом снаружи. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Ilm* – ильменит, *Mrg* – маргарит, *Ms* – мусковит, *Rt* – рутил, *Qz* – кварц.

Fig. 2. Optical and BSE images showing morphology and inner texture of andalusite from high-Al rocks of the Teya metamorphic complex (Panimba area).

Optical images, cross polarized light. a – Andalusite’s porphyroblast rimmed by muscovite; б – andalusite (chiastolite) partially replaced by muscovite; в – andalusite totally replaced by muscovite. BSE images and elemental maps (Al, Si, K, Ca, Na, Fe and Ti) for andalusite: г – large andalusite grain stuffed with ilmenite; д – chiastolite, replaced by margarite (inside) and muscovite (outer rim). *And* – andalusite, *Bt* – biotite, *Ilm* – ilmenite, *Mrg* – margarite, *Ms* – muscovite, *Rt* – rutile, *Qz* – quartz.

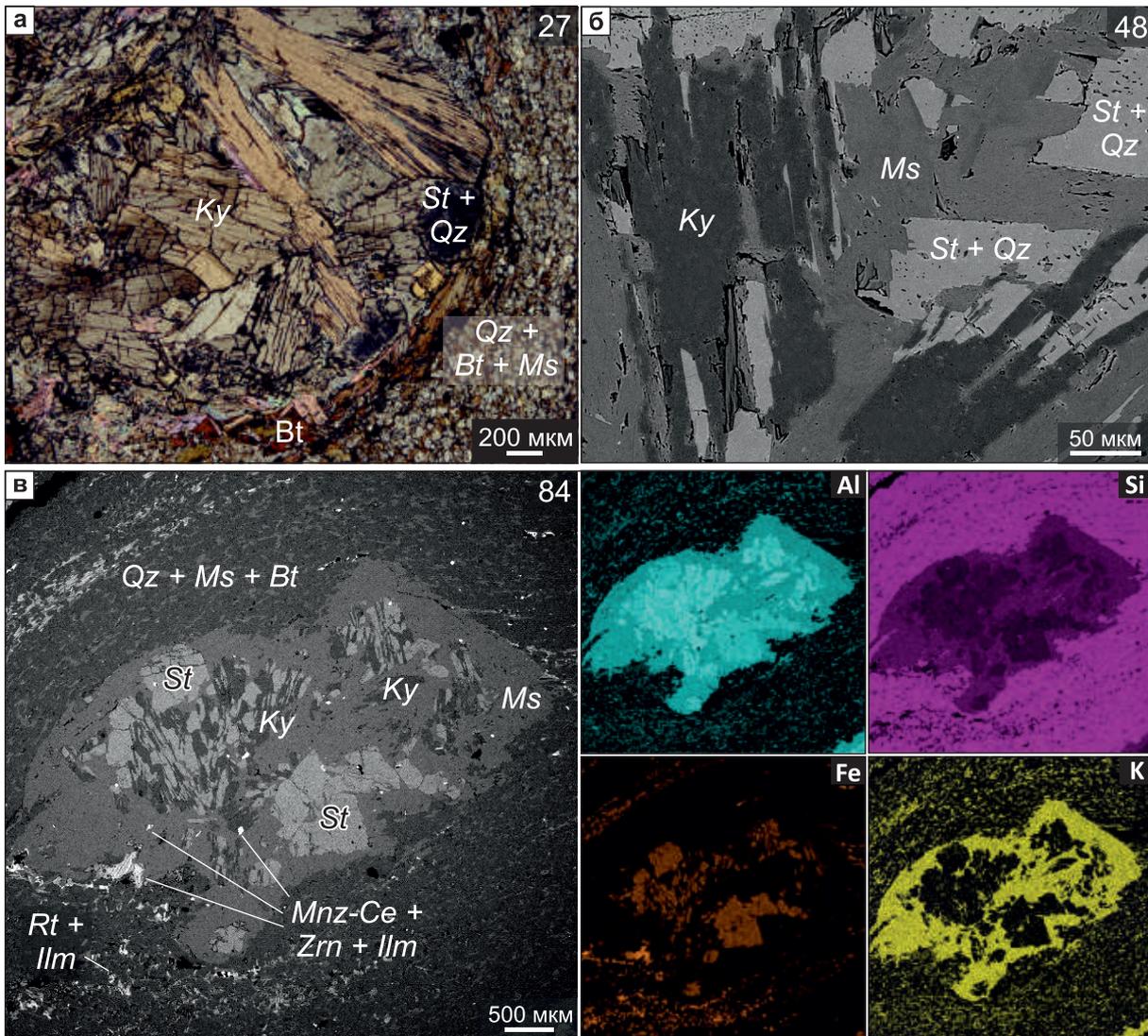


Рис. 3. Морфология кyanита из высокоглиноземистых пород Тейского комплекса (Маяконский участок).

Оптическая фотография, без анализатора (а) изображения в обратнорассеянных электронах (б, в) и карты в характеристическом излучении Al, Si, Fe и K (г, д, е, ж). а, в – агрегат кyanита и ставролита, окруженный мусковитовой каймой и замещающий крупные кристаллы андалузита; монацит, циркон и ильменит в кyanит-ставролитовом агрегате (в); б – сложные сростки кyanита, ставролита и кварца. *Ilm* – ильменит, *Ky* – кyanит, *Ms* – мусковит, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *St* – ставролит, *Mnz-Ce* – монацит-(Ce), *Zrn* – циркон.

Fig. 3. Optical and BSE images showing morphology and inner texture of kyanite from high-Al rocks of the Teya metamorphic complex (Mayakon area).

Optical images, plan polarized light (a), BSE images (б, в) and elemental maps (Al, Si, Fe and K) for kyanite (г, д, е, ж). а, в – kyanite and staurolite intergrowth formed after large andalusite crystals and rimmed by muscovite; monazite, zircon, and ilmenite in a kyanite-staurolite aggregate (в). б – complex intergrowths of kyanite, staurolite and quartz. *Ilm* – ilmenite, *Ky* – kyanite, *Ms* – muscovite, *Pl* – plagioclase, *Qz* – quartz, *Rt* – rutile, *St* – staurolite, *Mnz-Ce* – monazite-(Ce), *Zrn* – zircon.

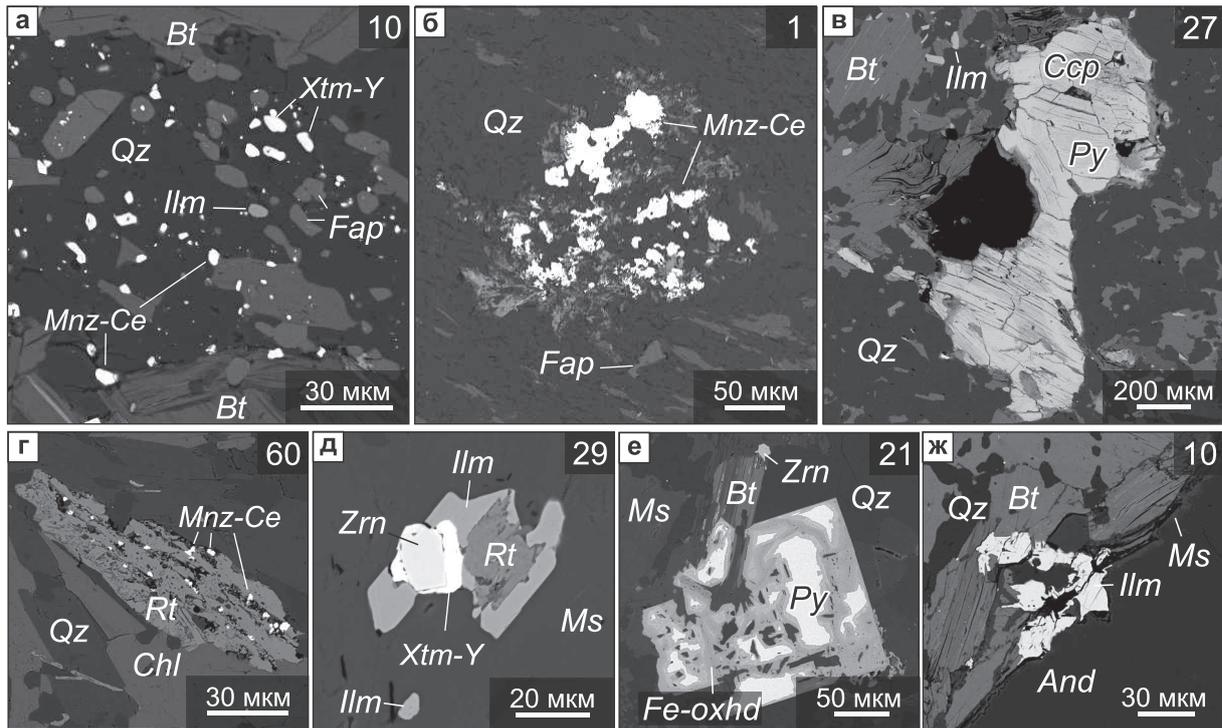


Рис. 4. Морфология, разнообразие и взаимоотношения аксессуарных фаз из высокоглиноземистых пород Тейского комплекса (Панимбинский (а–в, д–ж) и Маяконский (г) участки). Изображения в обратнорассеянных электронах.

а – скопление мелких зерен фосфатов Ca, Ce и Y в кварце; б – стяжение монацита неправильной формы; в – ксеноморфное зерно пирита в кварц-биотитовом матриксе; г, д – сложные сростки рутила, монацита, ксенотима, ильменита и циркона в кварц-хлорит-мусковитовом матриксе; е – частично окисленный пойкилокристалл пирита в кварц-слюдистом матриксе; ж – зерна ильменита на границе андалузита и окружающей массы. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Ccp* – халькопирит, *Chl* – хлорит, *Fap* – фтор-апатит, *Fe-oxhd* – Fe-(окси)гидроксиды, *Ilm* – ильменит, *Mnz-Ce* – монацит-(Ce), *Ms* – мусковит, *Py* – пирит, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *Xtm* – ксенотим, *Zrn* – циркон.

Fig. 4. Back-scattered images showing diversity, morphology, and relationship of accessories in Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex (Panimba (a–v, d–j) and Mayakon (r) areas).

a – segregation of tiny grains of Ca, Ce, and Y phosphates in quartz; б – irregular monazite grains; в – anhydrous pyrite grain buried in quartz-biotite matrix; г, д – complex intergrowths of rutile, monazite, xenotime, ilmenite, and zircon in a quartz-chlorite-muscovite matrix; е – partially oxidized pyrite poikilocrystal in quartz-muscovite matrix; ж – grains of ilmenite localized at the border of andalusite and the surrounding mass. *And* – andalusite, *Bt* – biotite, *Ccp* – chalcopyrite, *Chl* – chlorite, *Fap* – fluoroapatite, *Fe-oxhd* – Fe-(oxy)hydroxides, *Ilm* – ilmenite, *Mnz-Ce* – monazite-(Ce), *Ms* – muscovite, *Py* – pyrite, *Qz* – quartz, *Rt* – rutile, *Xtm* – xenotime, *Zrn* – zircon.

изоморфной примеси железа в полиморфных модификациях Al_2SiO_5 (≈ 0.3 мас. % FeO). Особенности, способными отрицательно сказаться на эффективности выделения Al_2SiO_5 -концентратов и их качестве, являются: 1) сложный фазовый состав руд при умеренном содержании в них полиморфов Al_2SiO_5 , 2) высокая степень вторичного замещения андалузита мусковитом и маргаритом.

Характеристика полученных концентратов

В лабораторных условиях методами гравитационной и магнитной сепарации без использования флотации из типичных высокоглиноземи-

стых метаморфических пород Тейского комплекса получены концентраты андалузита и кианита. Концентраты извлекались из андалузитовых (Панимбинское рудопроявление – обр. 10, 28, 30), кианитовых (Маяконское рудопроявление – обр. 70) и андалузит-кианитовых (Маяконское рудопроявление – обр. 36а) метапелитовых пород (см. табл. 2). Содержания полезного компонента в преимущественно андалузитовых породах Маяконского и Панимбинского рудопроявлений составляли 14–17 мас. % *And* и до 2 мас. % *Ky*, в кианитовых – 20–13 мас. % *Ky* и до 5 мас. % *And*. Содержания прочих фаз в этих породах, %: кварц – 45–55, слюды (мусковит + биотит ± маргарит) –

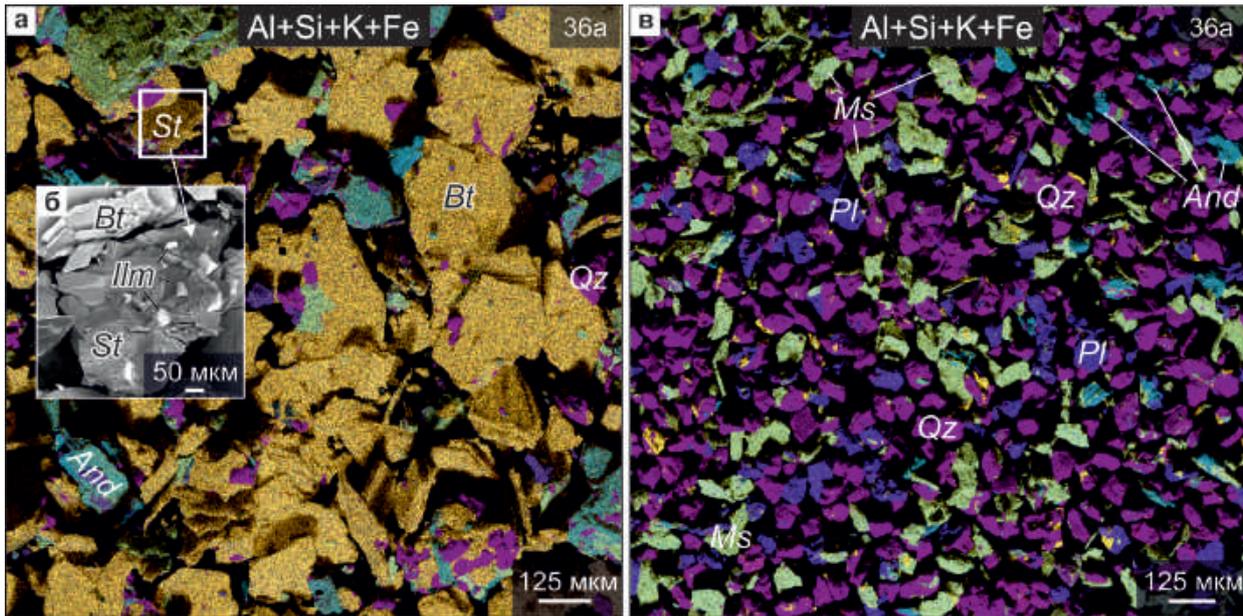


Рис. 5. Соотношение и разнообразие минералов в магнитном (а, б) и легком (в) продуктах обогащения высокоглиноземистых пород Тейского комплекса (Маяковский участок).

Многоэлементные карты в характеристическом излучении Al, Si, K, Fe (а, в) и изображение в обратнорассеянных электронах (б). В магнитных продуктах абсолютно преобладает биотит и существенно концентрируются ставролит, ильменит и сульфиды; в легкой фракции сосредоточены кварц, мусковит и полевые шпаты. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Ky* – кyanит, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *St* – ставролит.

Fig. 5. Mineralogy and the ratio of phases in the magnetic (a, в) and light (б) products extracted from Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex (Mayakon area).

Multi-element maps (Al, Si, K, and Fe) (а, в) and BSE image (б). Biotite is mainly concentrated in the magnetic products, and staurolite, ilmenite, and sulfides are present in subordinated amounts; the light fraction contains quartz, muscovite and feldspars. *And* – andalusite, *Bt* – biotite, *Ky* – kyanite, *Pl* – plagioclase, *Qz* – quartz, *St* – staurolite.

9–29, ставролит – до 14, хлорит – до 15, полевые шпаты – до 8, цеолиты – <1.

Породы дробили, измельчали и классифицировали на фракции <0.06 , $0.06 \leq x < 0.1$ и $0.1 \leq x < 0.25$ мм. Пылевая фракция (<0.06 мм) концентрирует (%): кварц (50–68), слюды (16–27) и ставролит (5–15). Содержание в ней полиморфов Al_2SiO_5 и хлорита достигает 11, плагиоклазов – 14, цеолитов – 2 мас. % (табл. 2). За счет концентрирования микрозерен (≤ 10 мкм) аксессуарных минералов эта фракция слабо обогащена Zr (до 150 г/т), Th (до 16 г/т), U (до 3 г/т), ΣREE (до 252 г/т) (табл. 3). Выход пылевой фракции высокий – 32–38% (табл. 4). В дальнейший цикл обогащения она не включалась.

Выделение концентратов производили из фракций ≥ 0.06 мм. На первом этапе осуществлялась электромагнитная сепарация на роликовом сепараторе 138Т-СЭМ. В магнитном продукте оказались сконцентрированы минералы Fe (%): ставролит (до 56), биотит (до 43), хлорит (до 18), ильменит и сульфиды (см. табл. 2, 3). Средние содержания в нем Fe_2O_3 (≈ 15 мас. %) и TiO_2 (≈ 1.6 мас. %), Li и Co (≈ 30 г/т), Nb (≈ 20) возраста-

ют в 1.5–2 раза относительно исходной породы. Ставролит, ильменит и кварц образуют сложные сростки, тогда как индивиды биотита, пирротина и халькопирита освобождены целиком (рис. 6а, б). Выход магнитного продукта составил: 4–8 и 26–41% (для фракций 0.06–0.1 и 0.1–0.25 мм соответственно). В андалузитовых породах из-за неполного раскрытия сростков *And-Bt-St* в магнитную фракцию уходит 5–10% Al_2SiO_5 . Индивиды кyanита вскрываются лучше, и его потери не превышают 2% (см. табл. 4).

На втором этапе из немагнитных продуктов на центробежном концентраторе с использованием $CHBr_3$ ($\rho \approx 2.9$ г/см³) выделены гравитационные концентраты. Полученный таким образом легкий продукт обогащен кварцем (67–91 мас. %), полевыми шпатами (до 33 мас. %) и мусковитом (5–14 мас. %) с преобладанием их отдельных индивидов (см. табл. 2, рис. 6в). Для андалузитовых проб выход легкого продукта составил 3–11%; содержание *And* во фракциях 0.1–0.25 мм невелико (6–8%). При этом во фракцию 0.06–0.1 мм уходит 19–23% полезного компонента. Для кyanитовых пород вы-

Таблица 3. Средние ($n = 6$) содержания макро- (мас. %) и микрокомпонентов (г/т) в продуктах обогащения высокоглиноземистых пород Тейского комплекса

Table 3. Average content of major (wt %) and trace elements (ppm) in the beneficiation products of Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex

Компонент	Размерность, мм								
	<0.06	0.06 ≤ x < 0.1				0.1 ≤ x < 0.25			
	Шлам	Магнитный концентрат	Легкая фракция	Первичный концентрат	Финальный концентрат	Магнитный концентрат	Легкая фракция	Первичный концентрат	Финальный концентрат
SiO ₂	67.11	48.23	77.62	42.06	38.57	50.15	74.51	41.48	39.76
TiO ₂	0.82	1.64	0.19	0.23	0.02	1.57	0.30	0.49	0.06
Al ₂ O ₃	17.06	22.31	14.18	50.95	58.06	20.78	14.59	50.35	56.55
Fe ₂ O ₃	6.52	15.39	3.51	2.84	1.06	15.18	3.23	3.39	1.52
MnO	0.05	0.10	0.03	0.03	0.02	0.10	0.03	0.03	0.02
MgO	1.78	4.20	0.33	0.46	0.08	4.10	0.52	0.59	0.11
CaO	0.24	0.17	0.18	0.21	0.14	0.18	0.21	0.16	0.16
Na ₂ O	0.45	0.19	0.41	0.17	0.07	0.21	0.61	0.16	0.08
K ₂ O	3.17	4.60	1.97	1.34	0.51	4.68	3.21	1.56	0.51
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.05	0.04	0.02	0.07	0.07	0.05	0.05
П.п.п.	2.17	2.60	1.01	1.12	0.60	2.58	2.14	1.23	0.59
Сумма	99.46	99.5	99.46	99.45	99.15	99.60	99.42	99.48	99.40
Li	18.2	29.4	6.75	23.4	25.7	29.5	6.00	20.9	21.5
Co	14.2	32.3	3.97	8.14	1.10	33.3	4.53	8.30	3.55
Ga	21.7	38.0	14.7	36.2	41.0	36.0	16.8	38.6	33.3
Nb	9.33	19.6	2.60	2.38	0.52	19.5	4.23	4.87	1.07
Zr	112	87.0	80.2	71.4	59.7	100	98.0	67.4	40.9
Th	9.50	6.79	5.17	5.32	3.70	8.36	7.23	3.49	2.47
U	2.37	1.83	1.28	1.54	1.00	2.01	1.62	1.26	0.72
ΣREE	145	110	86.5	90.1	42.4	152	130	63.0	42.1

ход легкого продукта составил 6–9% (0.06–0.1 мм) и 7–25% (0.1–0.25 мм) при незначительных (≤ 3%) потерях K_u (см. табл. 4).

На последнем этапе с помощью электромагнитного сепаратора УЭМ-1Г тяжелый продукт предыдущего этапа обогащения был поделен на магнитный первичный и немагнитный финальный концентраты. Первичный концентрат содержал частично вскрытые сростки нерудных минералов (%): кварца (1–22), слюд (2–19), ставролита (1–12) и хлорита (до 4) (см. табл. 2). В этом продукте андалузит часто присутствует в виде нераскрытых сростков (размером до 60–80 мкм), тогда как кианит преимущественно представлен целиком вскрытыми пластинками. Максимальный выход (≤ 5%) первичных концентратов при содержании Al₂SiO₅ 52–79 мас. % получен из фракции 0.1–0.25 мм. Выход этого продукта из фракции 0.06–0.1 мм не превышает 0.5% при варьирующемся содержании And и/или K_u 67–92 мас. % (см. табл. 4).

Финальные концентраты содержали 70–95 мас. % (фракция 0.1–0.25 мм) и 73–97% (0.06–0.1 мм) Al₂SiO₅, их выход составил 0.7–4.1 и 0.1–0.6% соответственно (см. табл. 4). Эти продукты удалось практически целиком очистить от ставролита, ильменита, рутила и пирротина (см. табл. 3). В финальных концентратах остается минимальное количество вскрытых фрагментов кварца ($X_{cp} = 8\%$) и алюмосиликатов ($X_{cp} = 6\%$). Детальное изучение первичного и финального рудных концентратов методом СЭМ показало, что большинство индивидов андалузита содержат минеральные включения размером от ≤10 до 80 мкм. Типичны вроски слюд, ильменита, монацита, реже встречаются циркон, ксенотим, спорадически присутствуют фторapatит и ставролит. Кианит содержит минимальное количество включений: обычен мусковит, реже встречаются биотит и ильменит, в единичных случаях – циркон и пирротин. Наиболее эффективно сростки Al₂SiO₅ рас-

Таблица 4. Технологические показатели обогащения высокоглиноземистых пород Тейского комплекса**Table 4.** Technological indicators of beneficiation of Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex

Размерность, мм	Продукт	Обр. 10		Обр. 27		Обр. 28		Обр. 30			Обр. 36а			Обр. 70	
		γ	And	γ	Ky	γ	And	γ	And	Ky	γ	And	Ky	γ	Ky
–	Исходная проба	–	15	–	14	–	17	–	14	<2	–	5	13	–	13
<0.06	Шлам	38.0	6	44.3	3	37.0	11	39.5	8	≤3	32.0	6	<1	36.0	<1
0.06 ≤ x < 0.1	Магнитный концентрат	7.7	6	6.0	<1	4.8	7	5.9	10	≤3	4.3	<1	<1	4.7	<1
	Легкая фракция	2.8	23	6.0	<1	5.2	21	5.6	19	≤3	8.3	<1	3	9.2	<1
	Первичный концентрат	0.4	67	0.4	92	0.5	69	0.1	60	17	0.1	13	55	0.1	90
	Финальный концентрат	0.1	73	0.3	93	0.6	76	0.4	92	≤3	0.2	23	57	0.1	97
0.1 ≤ x < 0.25	Магнитный концентрат	41.4	9	32.4	<1	32.4	5	29.9	7	≤3	25.8	<1	<1	29.0	<1
	Легкая фракция	3.4	8	6.5	<1	11.8	6	9.7	8	≤3	25.4	<1	3	19.0	<1
	Первичный концентрат	5.4	78	1.9	52	3.7	79	2.9	78	≤3	2.0	22	29	1.2	75
	Финальный концентрат	0.7	86	2.2	82	4.1	92	6.0	95	≤3	1.9	39	36	0.7	70
Сумма		100.0		100.0		100.0		100.0			100.0			100.0	

Примечание. γ – выход фракций, %. Содержание андалузита и кианита – по данным количественного рентгенофазового анализа, мас. %. And – андалузит, Ky – кианит.

Note. γ – fractions yield, %. Content of andalusite and kyanite was estimated by Rietveld X-ray diffraction analysis, wt %. And – andalusite, Ky – kyanite.

крываются в финальных концентратах размерностью 0.06–0.1 мм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Особенности высокоглиноземистого сырья Енисейского кряжа

Заангарье Енисейского кряжа традиционно рассматривается как один из перспективных районов Сибири, где в ходе геологических съемок второй половины XX в. были обнаружены обширные площади распространения небокситового сырья – высокоглиноземистых метаморфических пород с уровнями содержаний Al_2O_3 , отвечающими промышленным кондициям ($X_{cp} \approx 20$ мас. %, см. табл. 1). В их число входит около 40 объектов кианит-силлиманит-андалузитовой минерализации, а также поля развития верхнерифейских пород тунгусикской и осянкой серий, содержащих хлоритоид ($(Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+})Al_2(SiO_4)O(OH)_2$; до 20–30%). Работы (Лепезин и др., 1979; Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов, 2020; Likhanov, 2019, 2022; Likhanov, Santosh, 2020; Likhanov et al., 2004; Козлов, 2018, 2021) доказали, что широкое распространение в данном регионе железисто-глиноземистых метапелитов с порообразующими минералами группы силлиманита, ставролитом или хлоритоидом обусловлено уникальным сочетанием составов протолитов и условий их метаморфизма. Образование высокоглиноземистых метаморфогенных пород Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2022) связывают глав-

ным образом с процессом постархейского (нижепротерозойского) железисто-глиноземистого литогенеза и полиметаморфизмом с переходным режимом давлений от низких к умеренным.

Современные промышленные требования к концентратам Al_2SiO_5 очень высоки и в зависимости от области их применения ужесточаются. Крайне нежелательными примесями в рудах и концентратах являются оксиды и сульфиды Fe (особенно мелковкрапленные), щелочи, а также титан (Лепезин, Семин, 1989; Каменева и др., 2003; Фрулли, 2017; Roskill..., 1990; Niu et al., 2012; Indian Minerals Yearbook 2019). Особо чистые концентраты Al_2SiO_5 с содержанием Al_2O_3 более 57–58 мас. % получают из кианитовых или силлиманитовых пород, тогда как очистить до этой степени андалузитовые концентраты не удается. Особо чистые концентраты имеют существенно больший диапазон областей применения в сравнении с концентратами средней сортности ($Al_2O_3 > 54$ мас. %) и, в частности, используются для производства Al-Si сплавов. Андалузитовые концентраты применяют для производства огнеупоров и специальной огнестойкой и кислотостойкой керамики (табл. 5), Технологические схемы получения особо чистых концентратов Al_2SiO_5 – сложные многостадийные, и наряду с гравитационной, магнитной и электрической сепарацией включают в себя обязательные процедуры флотации (Overbeek, 1989; Коротеев др., 2011; Огородников и др., 2013а; Лепезин, 2016б), что неизбежно влечет за собой существенное удорожание финального продукта.

Таблица 5. Химический состав Al_2SiO_5 -концентратов, мас. % (промышленные требования, по (Лепезин, Семин, 1989; Roskill, 1990; Каменева и др., 2003; Niu et al., 2012; Guo et al., 2016; Фрулли, 2017; Ding et al., 2019; Indian Minerals Yearbook 2019))

Table 5. Chemical composition of Al_2SiO_5 concentrates, wt % (specification, according to (Lepezin, Semin, 1989; Roskill, 1990; Kameneva et al., 2003; Niu et al., 2012; Guo et al., 2016; Frulli, 2017; Ding et al., 2019; Indian Minerals Yearbook 2019))

Компонент	Керамика	Огнеупоры	Al-Si сплавы
	<i>And, Sil, Ky</i> (в зависимости от типа конечного продукта)	<i>And</i> (предпочтительный); <i>Sil</i> , смесь <i>Sil</i> и <i>Ky</i> , обожженный <i>Ky</i>	<i>Ky, Sil</i> и их смеси
Al_2O_3	>54–55	>54–60	>57–58
SiO_2	<43	<37–43	<37–42
Fe_2O_3	<0.5–1.3	<0.8–2	<0.8–1.5
TiO_2	<2	<1.5–2	<0.5–0.75
$K_2O + Na_2O$	Н.д.	<0.5–1.5	<0.5
CaO	<0.1	<0.5–0.6 CaO + MgO	<0.2
MgO	<0.1		<0.4

Примечание. Н.д. – нет данных.

Note. Н.д. – no data.

Высокоглиноземистые породы Тейского комплекса в целом обладают благоприятным химическим и отчасти фазовым составом для производства из них концентратов средней и высокой сортности. Составы кианит- и андалузитсодержащих пород Панимбинского и Маяконского участков укладываются в диапазон отношений Al_2O_3/SiO_2 , типичный для этого сырья. По данному параметру они ближе всего к кианитсодержащим сланцам кейвской свиты. Породы, наиболее богатые Al_2O_3 (до 24–33 мас. %), сопоставимы с кианитовыми рудами месторождения Хизоваара (Огородников и др., 2013а). Валовые концентрации Fe_2O_3 в высокоглиноземистых породах Тейского комплекса ($X_{cp} = 7.91$ мас. %, $X_{max} = 11.93$ мас. %) достаточно высоки, однако соответствуют таковым в рудах Карелии и Урала. Содержания MgO ($X_{cp} = 1.96$ мас. %) практически на порядок выше такового в аналогичных объектах России (0.17–0.29 мас. %) (Коротеев и др., 2011). Главными фазами-концентраторами железа и магния в этих породах являются ставролит и биотит. На участках с заметными диафторическими изменениями к ним добавляется хлорит. Метапелиты Тейского комплекса содержат пренебрежимо малые количества сульфидов ($SO_3 < 0.03$ мас. %). Эта особенность исключительно благоприятна с точки зрения технологии их обогащения, поскольку пирит является крайне нежелательной примесью в концентратах Al_2SiO_5 , а его удаление требует использования нескольких процедур флотационной доочистки, что резко увеличивает стоимость продукта (Огород-

ников и др., 2013а). Главный концентратор Ti (второй нежелательной примеси) – ильменит, наряду с ним иногда присутствует рутил. Среднее содержание $TiO_2 = 0.98$ мас. % ($n = 71$) в породах Панимбинского и Маяконского участков соответствует таковому в большинстве кианитовых руд России ($X_{cp} = 0.96$ мас. %) (Коротеев и др., 2011; Огородников и др., 2013а). Аналогичный вывод справедлив и в отношении CaO ($X_{cp} = 0.36$ мас. % – для изученных комплексов, $X_{cp} = 0.43$ мас. % – для метаморфогенных руд России), MnO ($X_{cp} = 0.09$ и 0.04 мас. % соответственно), P_2O_5 ($X_{cp} = 0.11$ и 0.02–0.30 мас. %).

В интересующем нас технологическом-экономическом аспекте сложная история геологического развития территории Заангарья Енисейского кряжа имеет три важнейшие следствия: 1) формирование на Енисейском кряже аккумуляций редкого типа глиноземистого сырья – андалузитовых сланцев (наряду с кианитовыми и силлиманитовыми породами); 2) полиминеральные ассоциации метапелитов, где минералы группы силлиманита образуют сложные сростки с иными фазами, включая фазы-концентраторы Al_2O_3 ; 3) интенсивный диафторез метаморфических пород, затрагивающий полиморфные модификации Al_2SiO_5 . Важным фактором формирования рудных тел с наиболее высокими кондициями сырья принято считать локально проявленные процессы контактового метаморфизма, связанного с воздействием гранитоидов Татарского и Аяктинского комплексов на породы протерозойского Тейского комплекса (Likhanov et al.,

2001). Выполненный нами анализ андалузит-кианитовых пород Маяконского участка на частном примере убедительно доказывает справедливость этого суждения: ставролит обнаружен здесь практически во всех пробах (1–13%), кианит – в 2/3 проб (1–20%), андалузит – в 1/3 проб (3–24%).

На примере Панимбинского участка установлено, что в породах кординской свиты, претерпевших низкобарический региональный метаморфизм, андалузит интенсивно замещается мусковитом и маргаритом (см. рис. 2б, в, д). Частичные, а нередко и полные псевдоморфозы образуются не только по мелкому, рассеянному в породе андалузиту, но и по крупным хиастолитам, потенциально наиболее благоприятным для извлечения в концентрат. Количественный рентгенофазовый анализ типичных сланцев с “видимым хиастолитом” показал, что породы со средней концентрацией $Al_2O_3 = 19.6$ мас. % суммарно содержат $\approx 30\%$ слюд, тогда как андалузит сохраняется лишь в половине таких проб, а его количество может снижаться до 2%. В зоне контактово-метаморфических преобразований содержание слюд снижается до 15–20%, а доля высокоглиноземистых фаз растет: андалузита – 5–18, кианита – 4–20, ставролита – до 30%.

Выявленные вариации минеральных ассоциаций высокоглиноземистых сланцев (при практическом неизменном содержании в них $Al_2O_3 \approx 20$ мас. %) указывают на необходимость обязательного контроля и учета их фазового состава при оценке перспектив рудоносности и запасов отдельных участков и горизонтов. Высока вероятность, что на Панимбинском участке рудные тела, где андалузит минимально затронут поздними процессами диафореза, не будут следовать непрерывно на значительные рас-

стояния, как это предполагалось изначально на основе валового химического состава пород и присутствия в них обильного видимого “хиастолита” (Козлов, Лепезин, 1995). Наиболее перспективными для будущих разведочных работ представляются зоны контактов метапелитов кординской свиты с гранитоидами, где наряду с сохранным андалузитом присутствует также и кианит.

Сравнительная характеристика концентратов, извлеченных из пород Тейского метаморфического комплекса

В 1960-х гг. Ленинградским институтом огнеупоров были проведены технологические опыты по флотационному обогащению проб массой 500 кг андалузитовых и силлиманитовых сланцев Панимбинского и Тейского рудопроявлений соответственно (табл. 6) (Козлов, Лепезин, 1995; Козлов, 2021).

Важнейший итог выполненной нами работы состоит в том, что в лабораторных условиях из типичных проб кианит-андалузитовых сланцев удалось получить концентраты с содержанием *And* 86–95 мас. % и *Ky* – 94–97 мас. % (см. табл. 4) без привлечения типовых для извлечения Al_2SiO_5 дорогостоящих флотационных схем и схем повторной очистки (Огородников и др., 2013а). Процесс обогащения в данном случае опирался на три базовые физические характеристики руд и отдельных минералов: 1) вскрытие минеральных сростков по их естественным границам и раскалывание кианита (и в меньшей мере андалузита) по спайности; 2) различия плотности андалузита ($\rho = 3.05\text{--}3.10$ г/см³) в зависимости от количества и типов минеральных включений; плотность чисто-

Таблица 6. Показатели флотационного обогащения пород Панимбинского и Тейского рудопроявлений, проведенного Ленинградским институтом огнеупоров, по (Козлов, Лепезин, 1995).

Table 6. Indicators of flotation beneficiation of the rocks of Panimba and Teya ore occurrences, carried out by the Leningrad Institute of refractories, according to (Kozlov, Lepezin, 1995).

Продукт	Химический состав, мас. %									Показатели обогащения, %	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	CaO	MgO	Na ₂ O + K ₂ O	SO ₃	П.п.п.	γ	ε
Панимбинское (<i>And</i>)											
Руда	60.80–61.99	0.95	22.27	7.59	0.41–0.55	1.51–2.21	2.93–3.12	Н.д.	1.97–2.80	–	–
Концентрат	36.48	1.60	57.14	2.22	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	6.9	60
Тейское (<i>Sil</i>)											
Руда	60.25	1.42	18.20	6.69	0.42	1.58	2.68	0.35	2.48	–	–
Концентрат	41.00	0.32	54.57	1.77	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	13.9	79

Примечание. γ – выход продукта, ε – извлечение полезного компонента. Н.д. – нет данных. *And* – андалузит, *Sil* – силлиманит.

Note. γ – fractions yield, ε – extraction of the product (Al_2SiO_5 modifications). Н.д. – no data. *And* – andalusite, *Sil* – sillimanite.

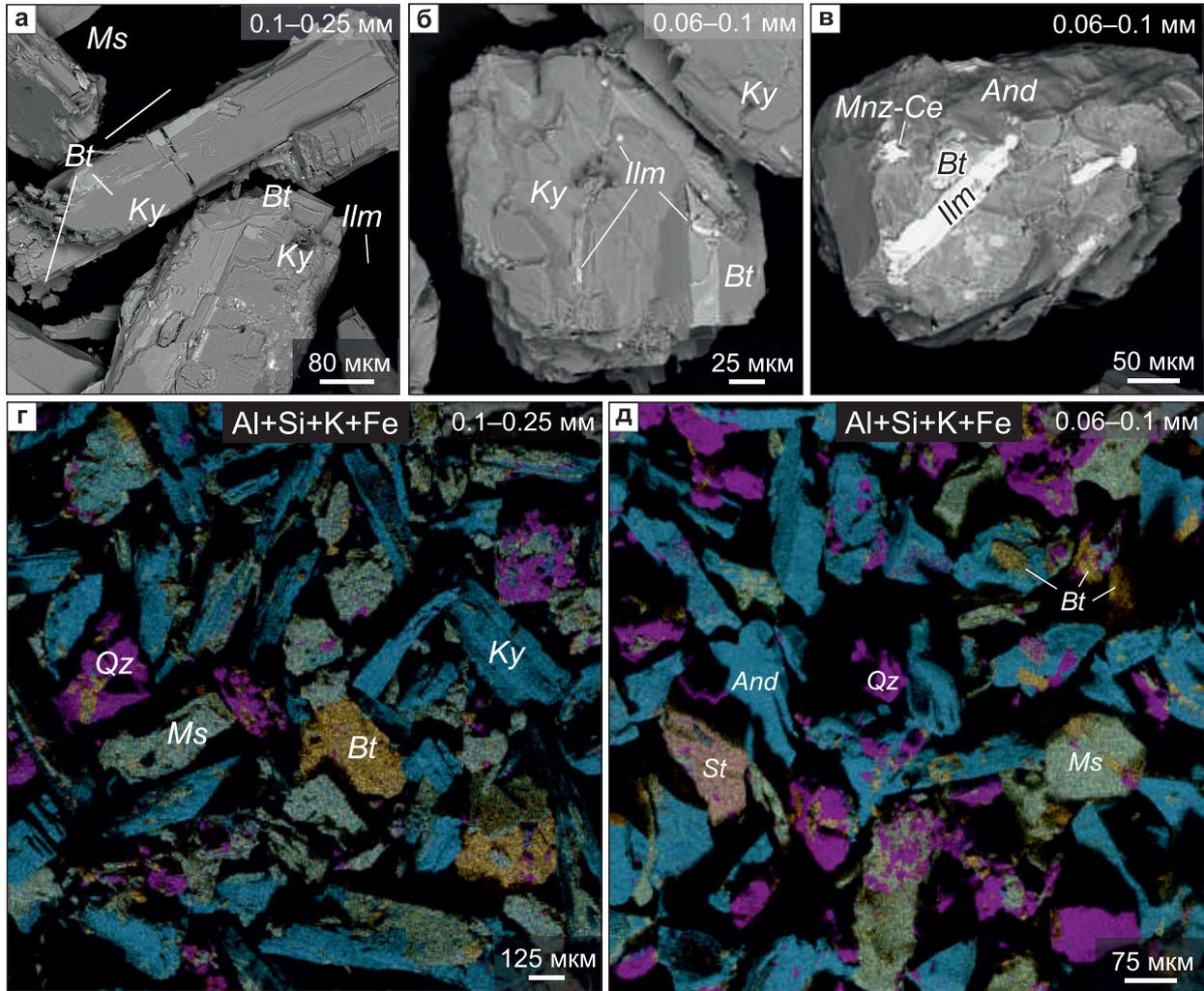


Рис. 6. Первичные Al_2SiO_5 -концентраты, полученные из высокоглиноземистых пород Тейского комплекса.

Концентраты содержат обильные минеральные индивиды кварца, мусковита и биотита. Кианит преимущественно вскрыт, андалузит вскрыт частично. Изображения в обратнорассеянных электронах (а–в) и многоэлементные карты Al, Si, K, Fe (г, д). а, б – вростки биотита в кристаллах кианита; в – зерно андалузита, насыщенное включениями биотита, ильменита и монацита; г, д – соотношения главных фаз в кианитовом и андалузитовом концентратах различной размерности. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Ilm* – ильменит, *Ky* – кианит, *Mnz-Ce* – монацит-Це, *Ms* – мусковит, *Qz* – кварц, *St* – ставролит.

Fig. 6. Raw Al_2SiO_5 concentrate obtained from Al-rich rocks of the Teya metamorphic complex.

The concentrates contain abundant quartz, muscovite and biotite grains. Kyanite is mostly liberated, andalusite is partially liberated. BSE images (a–v) and multi-element maps Al, Si, K, Fe (г, д). а, б – biotite inclusions in kyanite; (в) andalusite stuffed with biotite, ilmenite, and monazite; (г, д) the ratios of the main phases in kyanite and andalusite concentrates of different grain size. *And* – andalusite, *Bt* – biotite, *Ilm* – ilmenite, *Ky* – kyanite, *Mnz-Ce* – monazite-Ce, *Ms* – muscovite, *Qz* – quartz, *St* – staurolite.

го *And* – 3.13–3.17 г/см³, $X_{\text{cp}} = 3.15$), *Ky* (3.56–3.67 г/см³, $X_{\text{cp}} = 3.61$) и прочих силикатов (2.70–2.85 г/см³), за исключением ставролита (3.65–3.77 г/см³, $X_{\text{cp}} = 3.71$); 3) различия магнитной восприимчивости Fe-содержащих фаз и немагнитных модификаций Al_2SiO_5 . Фазовый состав и особенности минеральных сростков в глиноземистых породах Тейского комплекса оказались благоприятны для сепарации ставролита и иных минералов-концентра-

торов Ti и Fe в магнитный продукт (где был получен 27-кратный рост их содержаний относительно исходных пород) уже на первом этапе обогащения (электромагнитная сепарация). Измельчение руды до крупности 0.06–0.1 мм позволило вскрыть сложные минеральные сростки и освободить промпродукты Al_2SiO_5 от подавляющего большинства силикатных включений размером более 60 мкм. Среднее содержание SiO_2 в промпро-

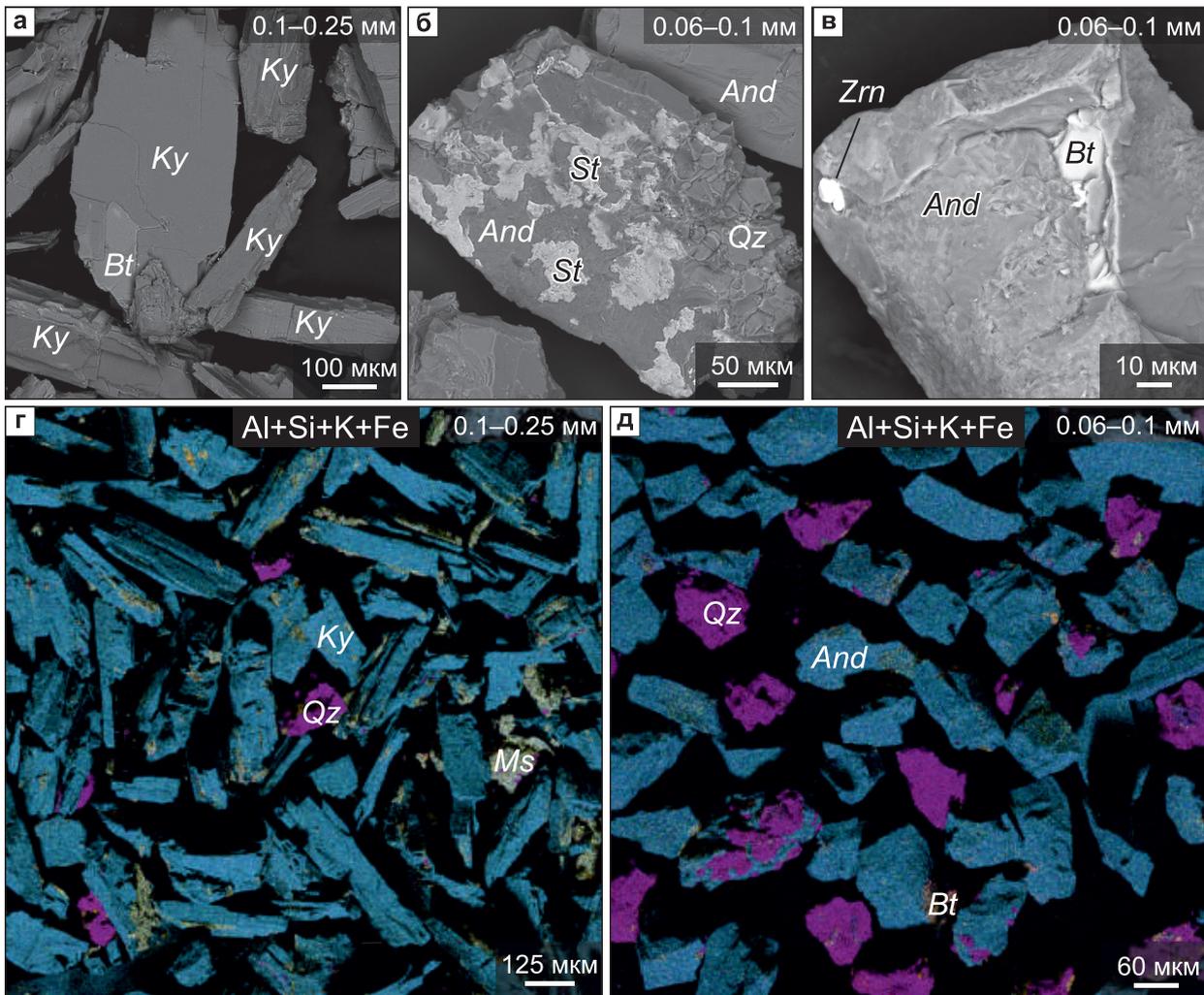


Рис. 7. Финальные Al_2SiO_5 -концентраты, полученные из высокоглиноземистых пород Тейского комплекса.

Изображения в обратнорассеянных электронах (а–в) и многоэлементные карты в характеристическом излучении Al, Si, K, Fe (г, д). а – крупное зерно кyanита с единичным вростком биотита; б – сложный сросток андалузита, ставролита, биотита и кварца; в – зерно андалузита с мельчайшими (<10 мкм) включениями биотита и циркона; г – крупные зерна кyanита, содержащие множественные мелкие включения слюд и кварца; д – зерна андалузита, содержащие единичные включения слюд и кварца. *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Ky* – кyanит, *Ms* – мусковит, *Qz* – кварц, *St* – ставролит.

Fig. 7. Final concentrate obtained from Al-rich rocks of the Teya metamorphic.

BSE images (a–v) and multi-element maps Al, Si, K, Fe (г, д). а – large kyanite grain with a single biotite inclusion, б – complex intergrowth of andalusite, staurolite, biotite, and quartz, в – andalusite grain with tiny (<10 mkm) inclusions of biotite and zircon; г – large kyanite plates with fine inclusions of mica and quartz, д – andalusite grains with sporadic inclusions of mica and quartz. *And* – andalusite, *Bt* – biotite, *Ky* – kyanite, *Ms* – muscovite, *Qz* – quartz, *St* – staurolite.

дуктах составило 38.6 мас. % (при теоретическом содержании в фазах Al_2SiO_5 37.1 мас. %).

Из кyanитовых пород Маяконского рудопроявления (исходное содержание *Ky* 13–20 мас. %, Al_2O_3 19–23 мас. %) без использования флотационных технологий обогащения получены концентраты с содержанием Al_2SiO_5 93–97 мас. % (Al_2O_3 ≈ 60 мас. %) (см. табл. 2). Благодаря хрупкости и совершенной спайности кyanита его тонкие фрак-

ции удалось очистить от минеральных включений практически полностью при уровне потерь не более 3%. Обогащаемость андалузитовых руд ниже (*And* 86–92 мас. %, Al_2O_3 55–59 мас. %), что в целом характерно для этого минерала (Overbeek, 1989). Андалузит в изученных рудах обычно присутствует в виде сложных сростков *And-Qz-Ms-Bt-St*, которые не удастся вскрыть полностью. Это влечет за собой значимые потери полезного компонента:

до 10% Al_2SiO_5 остается в магнитном и до 23% – в легком продуктах. Необходимо отметить, что использованная нами лабораторная схема обогащения не позволила целиком очистить концентраты от вскрытых уже зерен кварца и иных силикатов (рис. 6г, д; 7г, д). Кроме того, и в андалузите, и в кианите сохранились микровключения (≤ 10 мкм) монацита, ксенотима, циркона, ильменита и пирротина (см. рис. 6а–в, 7а–в), которые не удалось сепарировать в отдельные концентраты (см. табл. 3).

По химическому и фазовому составу (см. табл. 2, 3) полученные концентраты близки к современным промышленным (коммерческим) кондициям (КДСЗ по ТУ 14-10-017-98: $Al_2O_3 > 57$ мас. %, $SiO_2 < 42$ мас. %, $Fe_2O_3 < 0.8$ мас. %, $TiO_2 < 2$ мас. % и $CaO+MgO < 0.6$ мас. %) и могут быть квалифицированы как среднесортные (Al_2O_3 до 60 мас. %) (Gogou et al., 2021). Выходы андалузитовых, кианитовых и смешанных концентратов составили 0.7–4.1, 0.7–2.2 и 1.9–6.0% соответственно. Эти показатели сопоставимы с показателями обогащения андалузитовых руд Шотландии (0.1–2.8%; магнитная и гравитационная сепарация (Mitchell, Harrison, 1997)), кианитовых руд Карелии и Кольского полуострова (2–13%; флотация (Огородников и др., 2013а)) и провинции Ганьсу, Китай (7.2%; флотация (Zhao et al., 2017)). В потенциале с привлечением флотационных методов обогащения сортность Al_2SiO_5 -концентратов, полученных из метапелитов Тейского метаморфического комплекса, может быть повышена. Освоение высокоглиноземистого сырья Заангарья Енисейского кряжа в перспективе может быть осуществлено в рамках инвестиционных проектов по развитию инфраструктуры и освоению ресурсной базы Ангаро-Енисейского экономического района, реализуемых как часть инвестиционного проекта “Енисейская Сибирь” (распоряжение Правительства РФ от 29.03.2019 г. № 571-р).

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность д.г.-м.н. П.С. Козлову (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) за сбор коллекции представительных образцов и консультирование, а также И.Ю. Васильковой и Ю.В. Дёминой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за проведение лабораторных экспериментов по обогащению высокоглиноземистых пород. Авторы глубоко признательны анонимным рецензентам за ценные предложения по модернизации рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н., Гершенкоп А.Ш. (2011) Комплексное использование кианита Больших Кейв в качестве нетрадиционного сырья для производства алюминия. *Экология промышленности. Производство*, (4), 75-84.
- Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В., Букчина О.В. (2003) Особенности вещественного состава и технологические свойства кианитовых руд Хизоварского месторождения. *Обогащение руд*, (6), 17-21.
- Козлов П.С. (2018) Высокоглиноземистые небокситные породы Заангарья Енисейского кряжа: состав, направления и перспективы использования. *Изв. Уральского гос. горн. ун-та*, 1(49), 39-45. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2018-1-39-45>
- Козлов П.С. (2021) Геология и тектоно-метаморфическая эволюция докембрийских комплексов западной окраины Сибирского кратона (Северо-Енисейский кряж). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 345 с.
- Козлов П.С., Лепезин Г.Г. (1995) Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, 36(5), 3-22.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Войтеховский Ю.Л., Поленов Ю.А., Савичев А.Н., Щипцов В.В., Сазонов В.Н., Коротеев Д.В. (2011) Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: УрО РАН, 227 с.
- Лепезин Г.Г. (1997) Месторождения и рудопроявления минералов группы силлиманита России и перспективы создания на их базе промышленного производства концентратов. *Огнеупоры и техн. керамика*, (8), 27-32.
- Лепезин Г.Г. (2016а) Минералы группы силлиманита – перспективный вид сырья для импортозамещения в огнеупорной отрасли России. (2016а) *Новые огнеупоры*, 1(5), 6-13. <https://doi.org/10.17073/1683-4518-2016-5-6-13>
- Лепезин Г.Г. (2016б) Перспективы импортозамещения в алюминиевой отрасли России. *Инновации*, 1(207), 43-52.
- Лепезин Г.Г. (2018) Перспективы создания на базе Кяхтинского месторождения (Республика Бурятия) промышленных производств силлиманитовых, рутиловых и кварцевых концентратов, глинозема, огнеупоров, силимина, алюминия, кремния и другой высокотехнологичной продукции. *Оборудование для обогащения рудных и нерудных материалов. Технологии обогащения*. Мат-лы XIII Междунар. науч.-техн. конф. Новосибирск, 58-92.
- Лепезин Г.Г., Горюнов В.А. (1988) Области применения минералов группы силлиманита. *Геология и геофизика*, (5), 80-88.
- Лепезин Г.Г., Семин В.Д. (1989) Перспективы развития сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири. *Геология и геофизика*, (2), 85-95.
- Лепезин Г.Г., Семин В.Д., Степанов С.А., Медведев Г.П., Семина З.Ф. (1989) Базыбайское месторождение кварц-силлиманитовых руд (геология, петрохимия, промышленные залежи). *Геология и геофизика*, (6), 80-87.
- Лепезин Г.Г., Сокол Э.В., Жираковский В.Ю., Френкель А.Э., Осипов В.А. (1997) Месторождения и рудопроявления кианита Среднего и Южного Урала. *Огнеупоры и техн. керамика*, (2), 29-33.
- Лепезин Г.Г., Каргополов С.А., Жираковский В.Ю. (2010) Минералы группы силлиманита как новое перспективное сырье для алюминиевой промышленности России. *Геология и геофизика*, 51(12), 1605-1617.
- Лепезин Г.Г., Шерман М.Л., Семин В.Д., Кравцов И.С. (1979) Перспективы использования метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа как источника высокоглиноземистого сырья. *Геология и геофизика*, (1), 35-43.
- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*, 28(1), 4-22. <https://doi.org/10.31857/S0869590320010045>
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. (2022) Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейско-

- го кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита. *Литосфера*, **22**(4), 448-471. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>
- Огородников В.Н., Коротеев В.А., Войтеховский Ю.Л., Щипцов В.В., Поленов Ю.А., Савичев А.Н., Нерадовский Ю.Н., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Гришин Н.Н., Белогурова О.А., Гершенкоп А.Ш., Коротеев Д.В. (2013а) Морфогенетические типы и технология обогащения кианитовых руд. Екатеринбург: УрО РАН, 311 с.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. (2013б) Редкие металлы и редкоземельные элементы в кианитовых рудах Кольского полуострова и Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 274-281.
- Распоряжение Правительства РФ от 29.03.2019 г. №571-р. [Текст]. Комплексный инвестиционный проект "Енисейская Сибирь". М., 12 с.
- Степанов С.А. (2005) Метаморфизм, условия формирования и перспективы высокоглиноземистого сырья Базыбайского выступа. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ, 278 с.
- Фрулли Д. (2017) Производство и характеристики огнеупорных сырьевых материалов на основе андалузита и муллита. Влияние примесей на огнеупорные свойства. *Новые огнеупоры*, (3), 93-97. <https://doi.org/10.17073/1683-4518-2017-3-93-97>
- Ding D., Ye G., Li N., Liao G., Tian X., Chen L. (2019) Andalusite transformation and properties of andalusite-bearing refractories fired in different atmospheres. *Ceram. Int.*, **45**(3), 3186-91. <https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2018.10.220>
- Gogou A., Mavrogenatos C., Anastasatou M., Voudouris P., Chrysosoulis S., Stamatakis M. (2021) Beneficiation Process of Kyanite-Rich Mineral Assemblages from Thassos Island Aegean Sea, Greece. *Miner. Proc. Extract. Metall. Rev.*, **43**(7), 899-909. <https://doi.org/10.1080/08827508.2021.1959330>
- Guo H., Li W., Ye F. (2016) Low-cost porous mullite ceramic membrane supports fabricated from kyanite by casting and reaction sintering. *Ceram. Int.*, **42**(4), 4819-4826. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2015.11.167>
- Indian minerals Yearbook 2019. Pt III, Mineral Reviews, 58th ed., Indian Bureau of Mines 2020.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00546.x>
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. (2001) Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*, **58**(1-2), 55-80. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00048-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00048-2)
- Likhanov I.I., Santosh M. (2020) The "triple point" paradigm of aluminosilicates revisited. *Geol. J.*, **55**(6), 4772-4789. <https://doi.org/10.1002/gj.3716>
- Likhanov I.I. (2019) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **478**, 89-115. <https://doi.org/10.1144/SP478.11>
- Likhanov I.I. (2022) Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences (Switzerland)*, **12**(11), 402. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110402>
- Mitchell C.J., Harrison D.J. (1997) Industrial mineral potential of andalusite and garnet in the Scottish Highlands. Nottingham, British Geological Survey Publ., 70 p.
- Niu F.S., Tian L.N., Zhang J.X., Wang X.G. (2012) Kyanite's Status of Beneficiation Process and Application. *Adv. Mater. Res.*, (602-604), 124-127. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMR.602-604.124>
- Overbeek P.W. (1989) Andalusite in South Africa. *J. South. Afr. Inst. Min. Metall.*, **89**(6), 157-171.
- Roskill. The economics of kyanite. (1990) London, Roskill Information Services Ltd, 118 p.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treat. Geochem.*, **3**, 1-64.
- Warr L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Miner. Magaz.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Zhao J., Jia J., Wang W., Cao G., Zhang F., Li J. (2017) Experimental Study on Mineral Processing of Kyanite Ore in Saerhabutale in Gansu Province. *Multipurp. Utiliz. Miner. Res.*, (6), 72-77. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-6532.2017.06.015>

REFERENCES

- try, and metamorphism of the rocks in the Angara region of the Yenisei Ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **36**(5), 1-21 (translated from *Geol. Geofiz.*, **36**(5), 3-22)
- Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Voitekhovskii Yu.L., Polenov Yu.A., Savichev A.N., Shiptsov V.V., Sazonov V.N., Koroteev D.V. (2011) Non-bauxite aluminum raw materials of Russia. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 227 p. (In Russ.)
- Lepezin G.G. (1997) Russian deposits and ore occurrences of sillimanite group minerals and the prospects of commercial concentrate production on their basis. *Ogneupory i Tekhnicheskaya Keramika*, (8), 27-32. (In Russ.)
- Lepezin G.G. (2016a) Sillimanite mineral family is the promising import – substituting raw material for the Russian refractory industry. *Novye Ogneupory*, **1**(5), 6-13. (In Russ.) <https://doi.org/10.17073/1683-4518-2016-5-6-13>
- Lepezin G.G. (2016b) The prospects for import substitution in the aluminum industry of Russia. *Innovatsii*, **1**(207), 43-52. (In Russ.)
- Lepezin G.G. (2018) Prospects for the creation on the basis of the Kyakhta deposit (Republic of Buryatia) of industrial production of sillimanite, rutile and quartz concentrates, alumina, refractories, silumin, aluminum, silicon and other high-tech products. *Equipment for enrichment of ore and non-metallic materials. Enrichment technologies*. Materials of the XIII Int. Sci. and Tech. Conf. Novosibirsk, 58-92. (In Russ.)
- Lepezin G.G., Goryunov V.A. (1988). Areas of application of minerals of the sillimanite group. *Sov. Geol. Geophys.*, **29**(5), 68-74 (translated from *Geol. Geofiz.*, **29**(5), 80-88)
- Lepezin G.G., Kargopolov S.A., Zhirakovskii V.Y. (2010) Sillimanite group minerals: a new promising raw material for the Russian aluminum industry. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(12), 1247-1256 (translated from *Geol. Geofiz.*, **51**(12), 1605-1617) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.11.004>
- Lepezin G.G., Semin V.D. (1989) Prospects for development of raw material base of the aluminum industry of Siberia. *Sov. Geol. Geophys.*, **30**(2), 77-85 (translated from *Geol. Geofiz.*, **30**(2), 805-85)
- Lepezin G.G., Semin V.D., Stepanov S.A., Medvedev G.P., Semina Z.F. (1989) Bazybai field of quartz-sillimanite ores (geology, petrochemistry, and industrial importance). *Sov. Geol. Geophys.*, **30**(6), 70-76 (translated from *Geol. Geofiz.*, **30**(6), 80-87)
- Lepezin G.G., Sherman M.L., Semin V.D., Kravtsov I.S. (1979) Prospects for the use of metamorphic rocks of the Altai-Sayan folded region and Yenisei range as a source of highly aluminiferous raw material. *Sov. Geol. Geophys.*, **20**(11), 26-32 (translated from *Geol. Geofiz.*, (1), 35-43)
- Lepezin G.G., Sokol E.V., Zhirakovskii V.Yu., Frenkel' A.E., Osipov V.A. (1997) Kyanite deposits and ore occurrences in the Central and South Urals. *Ogneupory i Tekhnicheskaya Keramika*, (2), 29-33. (In Russ.)
- Likhanov I.I. (2020) Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust. *Petrology*, **28**(1), 1-16. <https://doi.org/10.1134/S086959112001004X>
- Likhanov I.I. (2019) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **478**, 89-115. <https://doi.org/10.1144/SP478.11>
- Likhanov I.I. (2022) Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences (Switzerland)*, **12**(11), 402. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110402>
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V. (2022) Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith. *Lithosphere (Russia)*, **22**(4), 448-471. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00546>
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. (2001) Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*, **58**(1-2), 55-80. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00048-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00048-2)
- Likhanov I.I., Santosh M. (2020) The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited. *Geol. J.*, **55**(6), 4772-4789. <https://doi.org/10.1002/gj.3716>
- Mitchell C.J., Harrison D.J. (1997) Industrial mineral potential of andalusite and garnet in the Scottish Highlands. Nottingham, British Geological Survey Publ., 70 p.
- Niu F.S., Tian L.N., Zhang J.X., Wang X.G. (2012) Kyanite's Status of Beneficiation Process and Application. *Adv. Mater. Res.*, (602-604), 124-127. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMR.602-604.124>
- Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Voitekhovskii Yu.L., Shiptsov V.V., Polenov Yu.A., Savichev A.N., Neradovskii Yu.N., Skamnitckaya L.S., Bubnova T.P., Grishin N.N., Belogurova O.A., Gershenkop A.Sh., Koroteev D.V. (2013a) Morphogenetic types and beneficiation technology of kyanite ores. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 311 p. (In Russ.)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Savichev A.N. (2013b) Rare metals and rare earth elements in kyanite ore from Kola peninsula and Ural. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 274-281. (In Russ.)
- Order of the Government of the Russian Federation of March 29, 2019 No. 571 - p. [Text]. Complex investment project “Yenisei Siberia”. Moscow, 12 p. (In Russ.)
- Stepanov S.A. (2005) Metamorphism, formation conditions, and prospects for high-alumina raw materials of the Bazybai uplift. Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, OIGGM, 278 c. (In Russ.)
- Overbeek P.W. (1989) Andalusite in South Africa. *J. South. Afr. Inst. Min. Metall.*, **89**(6), 157-171.
- Roskill. The economics of kyanite. (1990) London, Roskill Information Services Ltd, 118 p.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treat. Geochem.*, **3**, 1-64.
- Voitekhovskii Yu.L., Neradovskii Yu.N., Grishin N.N., Gershenkop A.S. (2011) Complex utilization of kyanite of the Bol'shiye Keivy as a non-traditional raw material for the alumina production. *Ekologiya Promyshlennogo Proizvodstva*, (4), 75-84. (In Russ.)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Magaz.*, **85**(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Zhao J., Jia J., Wang W., Cao G., Zhang F., Li J. (2017) Experimental Study on Mineral Processing of Kyanite Ore in Saerhabutale in Gansu Province. *Multipurp. Utiliz. Miner. Res.*, (6), 72-77. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-6532.2017.06.015>

ЛИТОСФЕРА Том 23 № 3

Май–Июнь 2023

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 120	Дата выхода в свет 30.06.2023	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 20,25	Уч.-изд. л. 20,25	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 23 No. 3

May–June 2023

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 120	Signed in print 30.06.2023	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 20,25	Found.-publ. sh. 20,25	Circulation 70	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru